



HAL
open science

Chevauchement, métamorphisme et magmatisme en Himalaya du Népal central : étude isotopique H, C, O

Christian France-Lanord

► **To cite this version:**

Christian France-Lanord. Chevauchement, métamorphisme et magmatisme en Himalaya du Népal central : étude isotopique H, C, O. Pétrographie. Institut National Polytechnique de Lorraine - INPL, 1987. Français. NNT : . tel-00795383

HAL Id: tel-00795383

<https://theses.hal.science/tel-00795383>

Submitted on 28 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
G.RE.CO. Himalaya - Karakorum
C.N.R.S.

Thèse présentée à
l'Institut National Polytechnique de Lorraine
pour l'obtention du titre de :
Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
Spécialité Géosciences et Matières Premières
1987

Christian France-Lanord

Chevauchement, métamorphisme
et magmatisme
en Himalaya du Népal Central.
Etude isotopique H, C, O.

10 DEC. 1987

**Centre de Recherches
Pétrographiques et
Géochimiques
C.N.R.S**

**Groupe de Recherches
Coordonnées
Himalaya-Karakorum
C.N.R.S**



THÈSE

présentée à l'Institut National Polytechnique de Lorraine
pour l'obtention du titre de :
Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
Spécialité Géosciences et Matières Premières

par

Christian FRANCE-LANORD

**CHEVAUCHEMENT, MÉTAMORPHISME
ET MAGMATISME
EN HIMALAYA DU NÉPAL CENTRAL
ÉTUDE ISOTOPIQUE H, C, O.**

soutenue le 3 juillet 1987
devant la commission d'examen

Francis ALBARÈDE
Patrick LE FORT
Simon M.F. SHEPPARD
Arnaud PÉCHER
Philippe VIDAL
Françoise PINEAU
Peter MOLNAR
Stephen M.WICKHAM

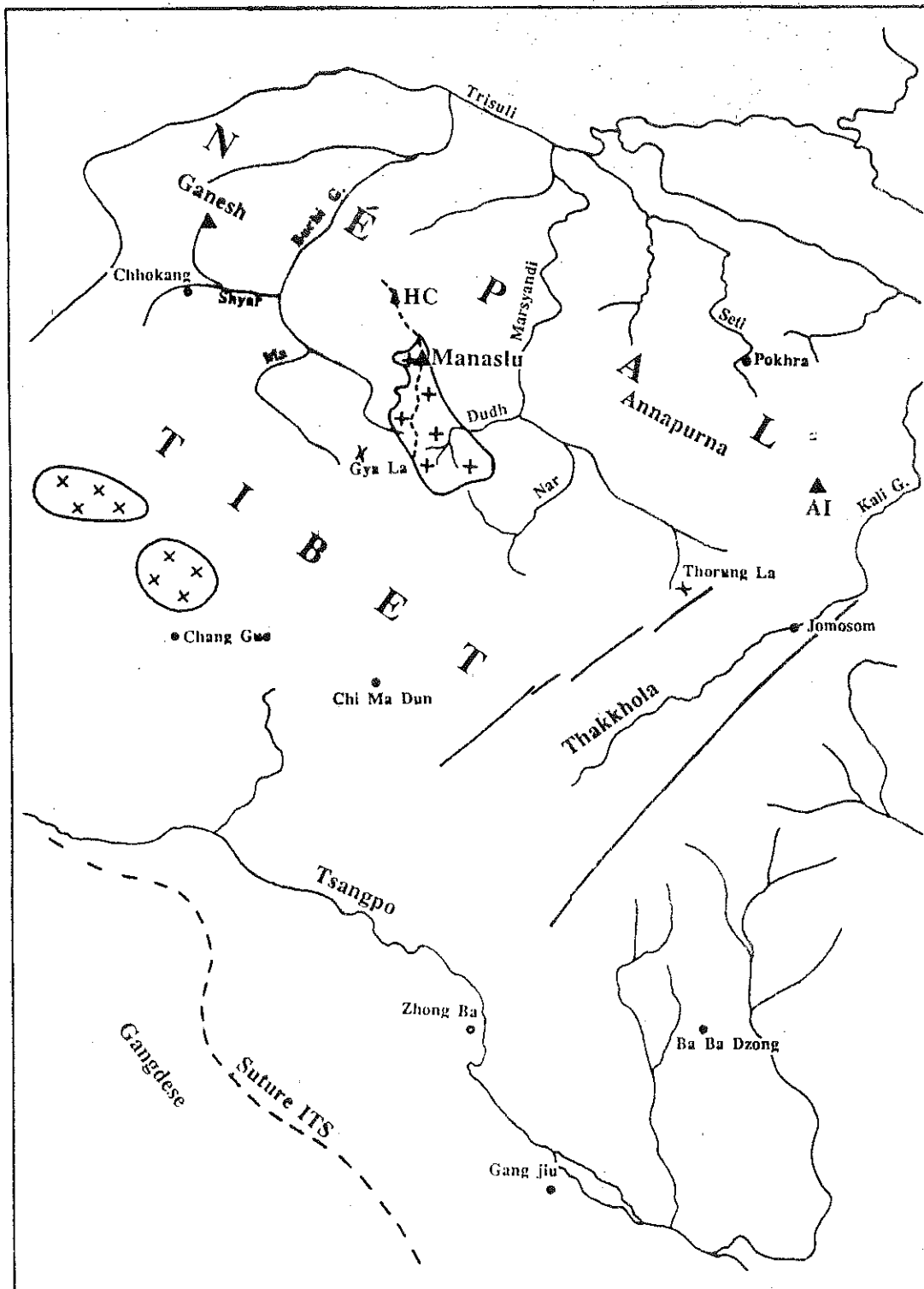
Président
Co-directeur de thèse
Co-directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice
Examineur
Examineur

A la mémoire de ma Mère

A mon Père

A Patricia et Vincent

Couverture : Portion d'une photographie prise à la main depuis la navette spatiale. La prise de vue a été effectuée à 360 km d'altitude vers le SW. Le champ couvert va du Dhaulagiri (W) au Ganesh (E) et du Transhimalaya (N) à la plaine du Gange (S). Photo n° STS 17-047, octobre 1984, 8h57' GMT.



Avant propos

Pour ma part, cette recherche a débuté en Octobre 1982 avec mon DEA. En fait, ce travail s'insère dans un ensemble de recherches géologiques pluri-disciplinaires entrepris au Népal Central et particulièrement sur le Manaslu par Patrick Le Fort, Arnaud Pêcher, Philippe Vidal et de nombreux autres collaborateurs. Tous ces travaux de recherches m'ont permis d'aborder des problèmes nouveaux des processus himalayens avec un acquis géologique et géochimique considérable. C'est pourquoi je tiens à remercier profondément tous ceux qui, avec Patrick Le Fort, ont contribué avant moi à affiner le modèle Himalayen.

Ce travail a été réalisé au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques à Nancy sous la double direction de Simon M.F. Sheppard et Patrick Le Fort. Il fait suite à une mission de terrain au Népal Central financée par le G.RE.CO. Himalaya Karakorum. Je remercie Jean-Luc Bouchez, Michel Cuney, Patrick Le Fort et Arnaud Pêcher qui m'ont accompagné et m'ont fait partager leur connaissance et leur enthousiasme pour la géologie.

A Nancy, la plupart de mon temps a été passée au Laboratoire de Géochimie des isotopes stables. Ma gratitude va à Simon Sheppard qui durant quatre années m'a transmis sa connaissance et son savoir-faire avec beaucoup de persévérance. Sa disponibilité, son dynamisme et sa faculté de toujours remettre en cause ce qui peut sembler acquis font qu'une grande part de ce travail lui revient.

Au CRPG, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont aidé chaque jour et plus particulièrement Pierre Coget qui a participé à

de nombreuses analyses de cette thèse, Bertrand Jacquier qui a toujours réparé ce que j'ai cassé, Chantal Lehmann qui a assuré une partie de la frappe du manuscrit et Pierre Wernet qui a réalisé une grande partie des séparations de minéraux. Parmi tous les étudiants et tous les chercheurs de la maison qui, tous, ont contribué à maintenir une ambiance sympathique au troisième et au second étage je remercie particulièrement Dominique Blamart, Eric Brandebourger, Michel Champenois, Marc Chaussidon, François Holtz et Frédéric Lapique qui ont mis leurs pattes à ce mémoire. Enfin, merci à Patricia pour sa patience et son aide précieuse et à Vincent pour sa sagesse et sa gentillesse.

TABLE des MATIERES

Résumé	12
Abstract	14
Liste des figures	16
Liste des tableaux	20
INTRODUCTION	23
CHAPITRE 1	
La Chaîne Himalayenne au Népal Central	
Introduction	33
Les Formations du Moyen Pays Népalais	36
- <i>Le Moyen Pays Inférieur</i>	37
- <i>Le Moyen Pays Supérieur</i>	39
- <i>Métamorphisme</i>	39
- <i>Les fluides dans le Moyen Pays</i>	41
Composition de la phase fluide	42
Indications thermobarométriques	44
La Dalle du Tibet	44
- <i>La Formation I</i>	44
- <i>Les Formations II et III</i>	46
- <i>Métamorphisme</i>	47
- <i>Comparaison Moyen Pays - Formation I</i>	48
Le leucogranite du Manaslu	51
- <i>Compositions minéralogiques et chimiques</i>	54
- <i>Compositions chimiques des biotites et des muscovites du Manaslu</i>	59
- <i>Compositions isotopiques du Sr comparées du granite du Manaslu, de la Dalle du Tibet et du Moyen Pays</i>	69
Conclusion	74

CHAPITRE 2

Techniques d'analyses isotopiques	76
Introduction	76
Techniques d'extraction	76
- <i>Hydrogène</i>	77
- <i>Carbone</i>	77
Carbonates	79
Carbone réduit - Graphite	80
- <i>Oxygène</i>	83
Mesures, expression des résultats, corrections	84
- <i>Spectrométrie de masse</i>	84
- <i>Mesures, corrections</i>	85
- <i>Reproductibilité</i>	86

CHAPITRE 3

Géochimie isotopique (H, C, O) des Formations du Moyen Pays Népalais, volatilisation et migration de fluides dans le métamorphisme inverse

Introduction	89
Résultats isotopiques	94
- <i>Roches grésopélitiques</i>	94
- <i>Calcaires dolomitiques impurs</i>	101
- <i>Fluides</i>	103
Discussion	105
- <i>Variation de température</i>	108
- <i>Rééquilibrage interne</i>	108
- <i>Volatilisation</i>	111
Déshydratation	112
Oxydation de C réduit	117
Décarbonatation	117
- <i>Infiltration</i>	118
Calcaires dolomitiques impurs	119
Formations grésopélitiques	119
Origine des fluides exotiques	123

Conclusion	127
------------	-----

CHAPITRE 4

Hydrogen and Oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite : evidence for heterogeneous sedimentary source

C. France-Lanord, S.M.F. Sheppard et P. Le Fort

(article soumis à *Geochimica et Cosmochimica Acta*)

Abstract	135
Introduction	136
The Manaslu leucogranite	136
Origin and genesis of the granite	138
Analytical techniques	139
Isotopic results	140
- <i>Hydrogen isotopic data on the granite</i>	140
- <i>Biotite-Muscovite hydrogen isotopic fractionations</i>	143
- <i>Oxygen data on the granite</i>	144
- <i>Country rocks</i>	148
- <i>Formation I</i>	150
- <i>Present day surface waters</i>	151
Discussion	153
- <i>Chloritization</i>	153
- <i>H- isotope disequilibrium</i>	154
- <i>Tourmaline</i>	155
- <i>Interaction with meteoric waters</i>	156
- <i>Oxygen, strontium and neodymium isotopic relations</i>	157
- <i>Hydrogen</i>	161
Fractionation crystallization	162
Water degassing	162
Infiltration	164
Summary and Conclusion	165

Conclusion

Le chevauchement du MCT et la fusion de la Formation I

<i>-Chevauchement et déshydratation</i>	171
<i>-Fusion de la Formation I</i>	173
<i>-Les leucogranites himalayens</i>	174

L'exemple du Manaslu : quelques implications 175

ANNEXES

1 - Analyses chimiques des échantillons étudiés	183
2 - Carte de localisation des échantillons étudiés	186

BIBLIOGRAPHIE 189

Résumé

Résumé

L'étude des isotopes stables H, C, O, a été entreprise dans le but de préciser le rôle et la nature des fluides associés au magmatisme leucogranitique du Haut Himalaya, ses roches sources et le Grand Chevauchement Central Himalayen (MCT). 290 analyses isotopiques de roches totales, de minéraux et d'inclusions fluides provenant des formations chevauchées (Moyen Pays), des formations chevauchantes (source du granite, Dalle du Tibet) et du granite du Manaslu, apportent certaines contraintes sur les processus métamorphiques et magmatiques.

Les Formations du Moyen Pays ont des compositions isotopiques variables impliquant l'absence de circulation massive et pénétrante. La nature des roches majoritaires, très pauvres en C, implique que les fluides riches en CO₂ présent dans les inclusions fluides sont libérés dans des niveaux plus profonds puis infiltrés dans les niveaux étudiés. La déshydratation des schistes atteint 20 à 40% de l'eau initiale dans les niveaux proches du MCT (maximum du métamorphisme) et s'accompagne d'une diminution des δD des schistes de l'ordre de 15‰. On peut prévoir des volatilisations plus intenses (2 à 5 % poids suivant les niveaux) dans les zones plus profondes du chevauchement.

Pour le granite, les δD_{musc} varient entre -70 et -85 ‰ et les $\delta^{18}O_{\text{RT}}$ de 10.9 à 12.8. Les fractionnements entre minéraux de l'hydrogène comme de l'oxygène sont compatibles avec des températures d'équilibre élevées et, pour l'oxygène, avec des évolutions en système fermé. Quelques échantillons provenant surtout du Bras filonien de Chhokang ont des δD très négatifs (> -180 ‰) et des fractionnements biot.-musc. trop importants. Ces

rare déséquilibres sont liés à la chloritisation et à des circulations tardives de fluides d'origine météorique.

Les gneiss de la Dalle du Tibet (Formation I, source du granite) ont des $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ variant de 12 à 14.3 ‰ qui confirment la filiation du granite à la Formation I. Par contre les δD sont environ 20 ‰ plus élevés que ceux du granite. Deux processus sont proposés pour expliquer cette différence : (1) le dégazage magmatique accompagné d'un fractionnement du deutérium, (2) l'infiltration de fluides pauvres en deutérium dans la zone de fusion. Les fluides libérés au niveau du Moyen Pays pourraient concorder avec ce dernier processus car de nombreux niveaux du Moyen Pays ont des δD initiaux < -80 ‰.

La combinaison des données chimiques et isotopiques O, Sr, Nd du granite et de la Formation I confirme que les variations isotopiques et les relations des systèmes isotopiques dans le granite sont héritées de celles de la Formation I. De plus ces données dans la Formation I reflètent le stade sédimentaire des gneiss et pour l'oxygène et le Nd la proportion des minéraux détritiques et des phyllosilicates.

ABSTRACT

H-, C-, and O-isotopes studies have been applied to characterize the nature and role of the fluids associated with the High Himalaya leucogranitic magmatism, its source rocks and the Main Central Thrust (MCT). 290 isotopic analyses of whole rocks, minerals and fluid inclusions coming from the sedimentary formations beneath (Midlands) and above (Tibetan Slab : the source of the Manaslu granite) the MCT and from the Manaslu granite define some of the metamorphic and magmatic processes.

The O-isotope variations in the Midlands preclude major infiltration and circulation of fluids. As most of the rocks are very poor in carbon, the CO₂-rich fluids observed in inclusions were generated at a deeper level. Dehydration of the schists with 2 to 5 wt% H₂O, liberated 20 to 40% of the initial water content in the region of the MCT where metamorphism was at a maximum, and δD decreased by about 15‰. At deeper levels, near the shear zone, devolatilization was probably more intense.

For the granite, δD muscovite varies from -70 to -85‰ and $\delta^{18}O$ whole rock from 10.9 to 12.8‰. H- and O-isotope fractionations among minerals are consistent with equilibrium at high temperatures. A few samples, especially from the Chhokang dyke swarm, have $\delta D \geq -180$ ‰ and disequilibrium muscovite-biotite fractionations. These rare samples are related to chloritization and late exchange with meteoric waters.

Formation I gneisses of the Tibetan Slab (source of the granite) have $\delta^{18}O = 12$ to 14.3‰, confirming its relationship with the granite. The δD values of Formation I are however about 20‰ higher than those of the granite. This difference is related to (1)

magmatic degassing associated with a H-isotope fractionation, and (2) the infiltration of D-depleted fluids into the zone of anatexis. Fluids liberated from the underlying Midlands Formation, many of whose initial δD were < -80 , are the probable source.

The combined chemical and isotopic (O, Sr and Nd) data indicate that the isotopic variations in the Manaslu granite were inherited from those in Formation I. In addition, these data on Formation I can be related to the nature of the sediments and, for O and Nd, to the proportions of detritic and sheet silicate minerals.

LISTE des FIGURES

Introduction

- Fig. 1 - Coupe géologique schématique de l'Himalaya. 25
- Fig. 2 - Carte géologique schématique de l'Himalaya depuis le Kumaon à l'Ouest jusqu'au Bhutan à l'Est. 26
- Fig. 3 - Coupe géologique schématique du Haut Himalaya montrant le modèle de fusion et de mise en place proposé par Le Fort (1981) pour le Manaslu. 28

Chapitre 1

- Fig. 4 - Coupes géologiques Nord-Sud du Népal Central. A : Burhi Gandaki ; B : Marsyandi ; C : Machhapuchare. 34
- Fig. 5 - Diagramme pression-température-temps pour les Formations du Moyen Pays et pour la base et le sommet de la Dalle du Tibet dans les sections des Annapurnas (Kali Gandaki) et du Manaslu (Bhuri Gandaki) 40
- Fig. 6 - Concentrations molaires de CO₂ (% molaire) dans les inclusions fluides des lentilles d'exsudation de quartz syn-métamorphiques des Formations du Moyen Pays Népalais. 42
- Fig. 7 - Comparaison des estimations pression-température des différentes zones métamorphiques du Moyen Pays et de la Dalle du Tibet avec les isochores déterminées par étude microthermométrie des inclusions fluides. 43
- Fig. 8 - Diagramme triangulaire SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃+MgO pour les échantillons de grès et schistes du Moyen Pays et les gneiss de la Formation I. 48
- Fig. 9 - Diagramme (Al+Fe+Ti)/3-K, (Al+Fe+Ti)/3-Na pour les échantillons du Moyen Pays et de la Formation I. 49
- Fig. 10 - Diagramme perte au feu (P.F.) en fonction de la teneur en SiO₂ pour les échantillons de grès et de schistes du Moyen Pays et les gneiss de la Formation I. 50
- Fig. 11 - Bloc diagramme du massif leucogranitique du Manaslu. 52
- Fig. 12 - Diagramme $\epsilon_{Nd}-(^{87}Sr/^{86}Sr)_{20Ma}$ pour les échantillons du granite du Manaslu et de la Formation I (Vidal et al., 1982, 1984 ; Deniel et al., 1986, 1987). 53
- Fig. 13 - Diagramme A-B (Debon et Le Fort, 1984) pour les échantillons du massif du Manaslu (n=188) et du Bras de Chhokang (n=96) illustrant la grande homogénéité chimique du granite. 55
- Fig. 14 - Diagramme La+Ce+Nd en fonction de B (Fe+Ti+Mg) pour différentes zones d'échantillonnage du granite (Holtz, 1987). 56

Fig. 15 - Compositions chimiques des biotites et des muscovites du Manaslu dans la projection Al-Si-M ²⁺ du tétraèdre de Monier et Robert (1986).	59
Fig. 16 - Compositions chimiques des biotites du Manaslu dans la projection Li-Al-M ²⁺ du tétraèdre de Monier et Robert (1986).	60
Fig. 17 - Diagramme Al en coordinance octaédrique en fonction de XFe pour les biotites du Manaslu et du Bras de Chhokang.	61
Fig. 18 - Diagramme XFe des biotites du granite en fonction de la teneur en Sr des roches totales.	62
Fig. 19 - Diagramme Al ^{VI} en fonction de XFe pour les biotites du granite comparées à celles de la Formation I.	63
Fig. 20 - Diagramme ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr en fonction de ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr pour le granite et la Dalle du Tibet ainsi que pour les Formations du Moyen Pays.	70
Fig. 21 - Histogrammes des valeurs de (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{20Ma} du massif, du Bras de Chhokang et de la Formation I.	71
Fig. 22 - Diagramme ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr en fonction de ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr pour le granite et la Formation I.	72
Fig. 23 - Diagramme SiO ₂ en fonction de (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{20Ma} pour la Formation I.	73
Fig. 24 - Chronologie générale de l'évolution de la chaîne himalayenne.	74
Chapitre 2	
Fig. 25 - Schéma de principe des extractions d'hydrogène des silicates et des inclusions fluides.	78
Fig. 26 - Schéma de principe des extractions du carbone réduit des schistes à graphite par oxydation.	81
Chapitre 3	
Fig. 27 - Carte de localisation des échantillons du Moyen Pays Népalais.	91
Fig. 28 - Ensemble de l'échantillonnage grésopélitique dans le diagramme SiO ₂ -Fe ₂ O ₃ +MgO-AL ₂ O ₃ .	91
Fig. 29 - Valeurs de δD roche totale des schistes grésopélitiques et de δD H ₂ O des inclusions fluides des lentilles d'exsudation.	94
Fig. 30 - Valeurs de δD roche totale et de δ ¹³ C graphite des schistes grésopélitiques sur la coupe Nord-Sud de la Burhi Gandaki.	95

Fig. 31 - Diagrammes perte au Feu en fonction de SiO ₂ pour les grès et les schistes du Moyen Pays.	97
Fig. 32 - Estimation des fractions de H ₂ O de la roche contenue par les différentes phases hydratées des échantillons grésopélitiques.	98
Fig. 33 - Diagramme δD roche totale des grésoschistes des zones à grenat et à staurotide en fonction de la fraction de H ₂ O de la roche contenue par la biotite.	99
Fig. 34 - Diagramme δD en fonction de H ₂ O ⁺ pour les échantillons grésopélitiques.	100
Fig. 35 - Valeurs de $\delta^{13}C$ du graphite des échantillons grésopélitiques, du CO ₂ des inclusions fluides des échantillons de quartz d'exsudation et des calcites des calcaires dolomitiques impurs.	101
Fig. 36- Diagramme fractionnements dolomite-calcite de l'oxygène en fonction du carbone pour les calcaires dolomitiques impurs. La droite indique les valeurs de fractionnement à l'équilibre isotopique en fonction de la température.	102
Fig. 37 - Figure récapitulative des évolutions de valeurs de $\delta D, \delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des roches et des fluides entre la zone à chlorite et les niveaux proches du MCT.	106
Fig. 38 - Diagramme $\delta^{13}C_{\text{graphite}}$ calculé après rééquilibrage interne avec les carbonates de la roche en fonction du $\delta^{13}C_{\text{graphite}}$ mesuré des échantillons grésopélitiques.	109
Fig. 39 - Diagramme δD roche totale en fonction de l'estimation de la fraction d'eau restant dans la roche après déshydratation liée à l'apparition de la biotite.	116
Fig. 40 - Diagrammes d'évolution des valeurs de δD et $\delta^{13}C$ d'une roche par infiltration de fluides H ₂ O+CO ₂ .	122
Fig. 41 - Diagramme $\delta^{13}C$ graphite en fonction de δD pour les échantillons de grès et de schistes du Moyen Pays.	124
Fig. 42 - Valeurs de $\delta^{13}C$ du CO ₂ des inclusions fluides de la zone du MCT comparées aux principaux réservoirs de CO ₂ .	125
Fig. 43 - Schéma de principe des infiltrations de fluides dans le Moyen Pays lors du MCT.	129
Chapitre 4	
Fig. 44 - Map and E-W cross section of the Manaslu granite massif with sample locations.	137
Fig. 45 - δD values for coexisting tourmaline, muscovite and biotite of granite from the Manaslu massif and Chhokang arm.	141

- Fig. 46 - $\delta D_{\text{biotite}}$ versus $\delta D_{\text{muscovite}}$ for the massif and Chhokang arm granites and Formation I gneisses. 143
- Fig. 47 - $\delta^{18}O_{\text{quartz}}$ and feldspar versus $\delta^{18}O_{\text{biotite}}$ for the Manaslu granite. 146
- Fig. 48 - $\Delta^{18}O_{\text{quartz-biotite}}$ plotted versus $\Delta^{18}O_{\text{quartz-feldspar}}$ (left) and $\Delta^{18}O_{\text{quartz-muscovite}}$ (right) for samples of the Manaslu. 147
- Fig. 49 - $\delta^{18}O$ (whole rock or quartz) versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ calculated for 20My diagram. 157
- Fig. 50 - Diagram of chemical parameter A+B versus : a: Nd (t=500My) ; b : $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ calculated for 20My and c : $\delta^{18}O_{\text{quartz}}$ for Formation I gneisses. 159
- Fig. 51 - Distillation curves for degassing of a magma given as $\delta D_{\text{final}} - \delta D_{\text{initial}}$ of the melt as a function of F = mole fraction of H_2O remaining in the melt. 164
- Fig. 52 - Schematic time-integrated model for the genesis of the Manaslu granite showing the proposed transfer of aqueous fluids and melts among the different crustal levels. 166
- Fig. 53 - $\delta^{18}O$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculated for 20Ma for different High Himalaya and Cenozoic North Himalaya leucogranites, Formation I and Midlands Formations in Central Nepal and Bhutan basement gneisses. 168

Conclusions

- Fig. 54 - Schéma de principe des volatilisations dans les formations chevauchées et de fusion dans la Dalle du Tibet. 172

Annexe 2

- Fig. 55 - Carte de localisation des échantillons étudiés. 187

LISTE des TABLEAUX

Tabl. 1 - Concentrations du carbone dans les grésos-schistes des Formations du Moyen Pays Népalais.	38
Tabl. 2 - Analyses isotopiques Rb-Sr des grésos-schistes des Formations du Moyen Pays Népalais.	38
Tabl. 3 - Composition de trois granites du massif et un granite du Bras de Chhokang.	54
Tabl. 4 - Concentrations des éléments majeurs et en traces dans le granite du Manaslu. Valeurs moyennes, maxima, minima et concentrations de trois granites du massif et un granite du bras de Chhokang (U277).	57
Tabl. 5 - Concentrations en bore, lithium, fluor et chlore de quelques échantillons du granite du Manaslu.	58
Tabl. 6 - Analyses chimiques des biotites du granite du Manaslu	64
Tabl. 7 - Formules structurales des biotites du granite du Manaslu calculées sur la base de 22 O.	65
Tabl. 8 - Analyses chimiques des biotites de la Formation I.	66
Tabl. 9 - Formules structurales des biotites de la Formation I calculées sur la base de 22 O.	67
Tabl. 10 - Analyses chimiques des muscovites du granite du Manaslu.	68
Tabl. 11 - Formules structurales des muscovites du granite du Manaslu calculées sur la base de 22 O.	68
Tabl. 12 - Données d'extraction du carbone par oxydation. Comparaison des dosages de carbone obtenus lors de l'extraction par rapport à la coulométrie et duplicatas de $\delta^{13}\text{C}$.	83
Tabl. 13 - Standards utilisés pour la calibration des références de mesures et la correction des analyses.	13
Tabl. 14 - Composition minéralogique des échantillons grésopélitiques.	92

Tabl. 15 - Compositions isotopiques de l'hydrogène, du carbone et de l'oxygène et dosages H_2O^+ et carbone réduit des grès et des schistes.	93
Tabl. 16 - Gammes de variation des valeurs de δD des roches et de l'eau en équilibre.	98
Tabl. 17 - Compositions isotopiques C et O des calcaires dolomitiques impurs du Moyen Pays Supérieur.	103
Tabl. 18 - Compositions isotopiques H et C des fluides des inclusions fluides contenues dans les inclusions fluides des lentilles d'exsudation de quartz et $\delta^{18}O$ du quartz.	104
Tabl. 19 - Hydrogen isotopic data, H_2O^+ and lithium content of coexisting muscovite, biotite and tourmaline of the Manaslu leucogranite in the massive and the Chhokang arm.	142
Tabl. 20 - Oxygen isotopic data for samples of the Manaslu granite.	145
Tabl. 21 - Hydrogen, oxygen and carbon isotopic data for samples from the country rock of the Manaslu granite.	149
Tabl. 22 - Oxygen and hydrogen isotopic data on Formation I gneisses.	152
Tabl. 23 - δD and $\delta^{18}O$ for surface waters in Central Nepal.	153
Tabl. 24 - Analyses chimiques des éléments majeurs pour les échantillons géochimiques des Formations du Moyen Pays Népalais.	183
Tabl. 25 - Analyses chimiques des éléments majeurs pour les échantillons géochimiques de leucogranite du Manaslu.	184
Tabl. 26 - Analyses chimiques des éléments majeurs pour les échantillons géochimiques de la Formation I de la Dalle du Tibet.	185

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Quarante millions d'années après la collision continentale des plaques indienne et asiatique, vingt millions d'années après la fin du chevauchement intracrustal du Main Central Thrust (MCT), la surrection et l'érosion très rapide de la chaîne Himalayenne permettent d'étudier des niveaux profonds de la zone de cisaillement du MCT. Le niveau d'érosion et le fort relief de la chaîne associés à la structure faiblement pentée vers le Nord des chevauchements (Fig.1) font de l'Himalaya un terrain privilégié pour l'étude du métamorphisme et des processus de fusion crustale. En particulier, les sections himalayennes Nord-Sud

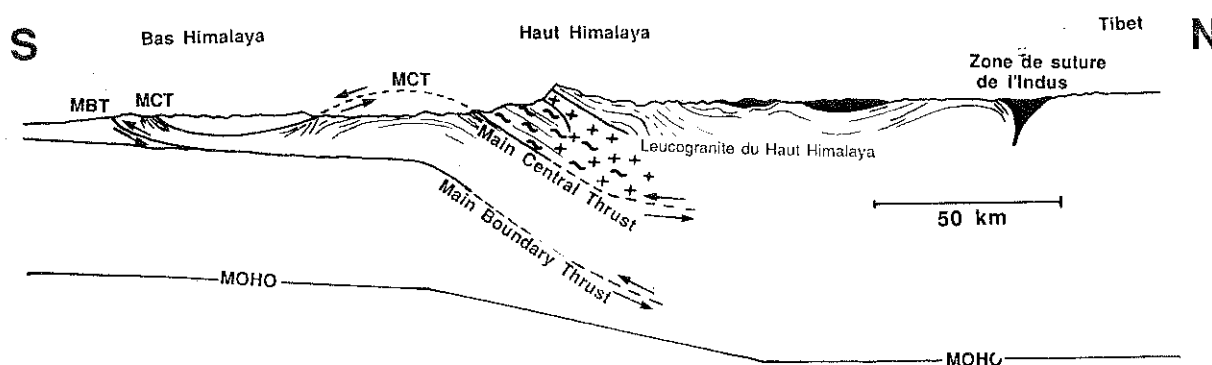
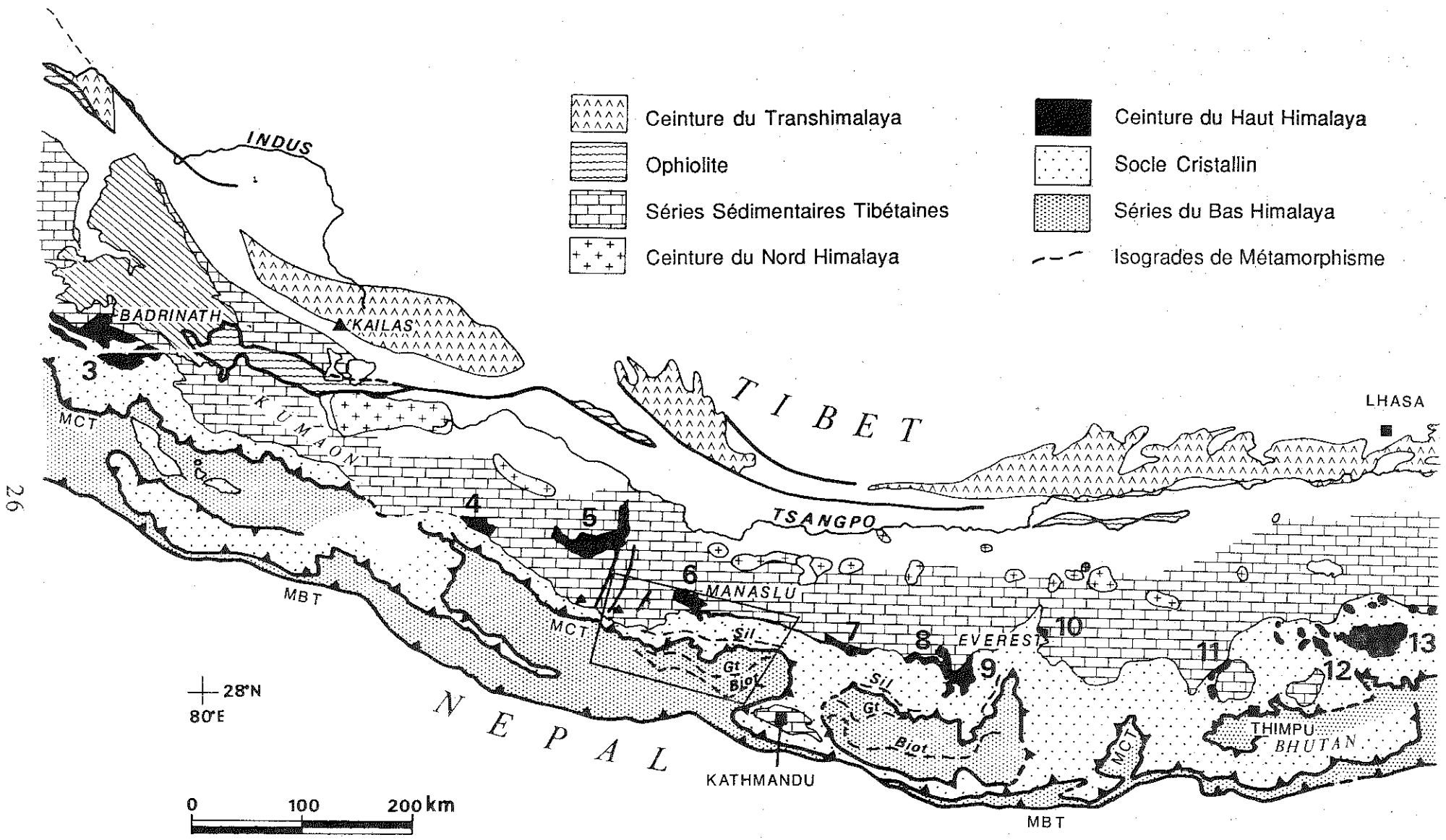










Fig. 1 - Coupe géologique schématisée de l'Himalaya (d'après Molnar et al., 1983, Lyon-Caen et Molnar, 1983).

offrent l'opportunité rare d'étudier, sur quelques dizaines de kilomètres, des massifs leucogranitiques et l'équivalent de leur région source. De nombreuses études (chap. 1) ont été centrées sur ces massifs leucogranitiques du Haut Himalaya (Fig.2) et sur leurs relations avec les formations sous-jacentes. La convergence de nombreuses approches du problème (relations de terrain, géochimie, géochimie isotopique Sr, Nd, Pb, O, pétrologie expérimentale, modélisation thermique.) a permis d'établir avec



-  Ceinture du Transhimalaya
-  Ophiolite
-  Séries Sédimentaires Tibétaines
-  Ceinture du Nord Himalaya

-  Ceinture du Haut Himalaya
-  Socle Cristallin
-  Séries du Bas Himalaya
-  Isogrades de Métamorphisme

beaucoup de fiabilité l'origine de ces leucogranites et de proposer divers modèles de fusion et de mise en place pour ces massifs dans le cadre de l'orogénèse himalayenne.

Sur le massif le plus étudié, le leucogranite du Manaslu, Le Fort (1981) propose un modèle de genèse liant le processus de fusion crustale au MCT (Fig. 3). Ce chevauchement a superposé des niveaux de croûte continentale profonde à température élevée (la Dalle du Tibet) sur des formations peu métamorphisées (les Formations du Moyen Pays Népalais). Durant ce processus, les formations chevauchées, chauffées par le dessus, sont affectées par un métamorphisme inverse (Le Fort, 1973) qui s'accompagne d'importantes déshydratations et de la décarbonatation des Formations du Moyen Pays libérant des fluides qui s'échappent au dessus du MCT. La migration de ces fluides dans les niveaux suffisamment chauds de la Dalle du Tibet, a induit une fusion partielle libérant des magmas de composition leucogranitique. Ils se mettent en place au niveau d'une discontinuité entre la Dalle du Tibet et sa couverture, les Séries Sédimentaires Tibétaines.

Ce modèle de genèse des leucogranites himalayens donne aux fluides un rôle déterminant lors de la fusion. Cette étude a été entreprise afin de préciser la nature et le rôle des fluides (H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2 ...) associés au métamorphisme et au magmatisme himalayens. Elle s'insère dans un ensemble d'investigations pluridisciplinaires entrepris depuis plusieurs années autour de

⇐ Fig. 2 - Carte géologique schématique de l'Himalaya, depuis le Kumaon à l'Ouest jusqu'au Bhutan à l'Est (d'après Le Fort, 1986). Cadre : zone étudiée au Népal Central. Ceinture des leucogranites du Haut Himalaya : 3 - Badrinath, 4 - Api, 5 - Mustang, 6 - Manaslu, 7 - Shisha-Pagma, 8 - Nyalam, 9 - Everest-Makalu, 10 - Gabug, 11 - Chung La, 12 - Gopu La, 13 - Monlakarchung-Pasalum.

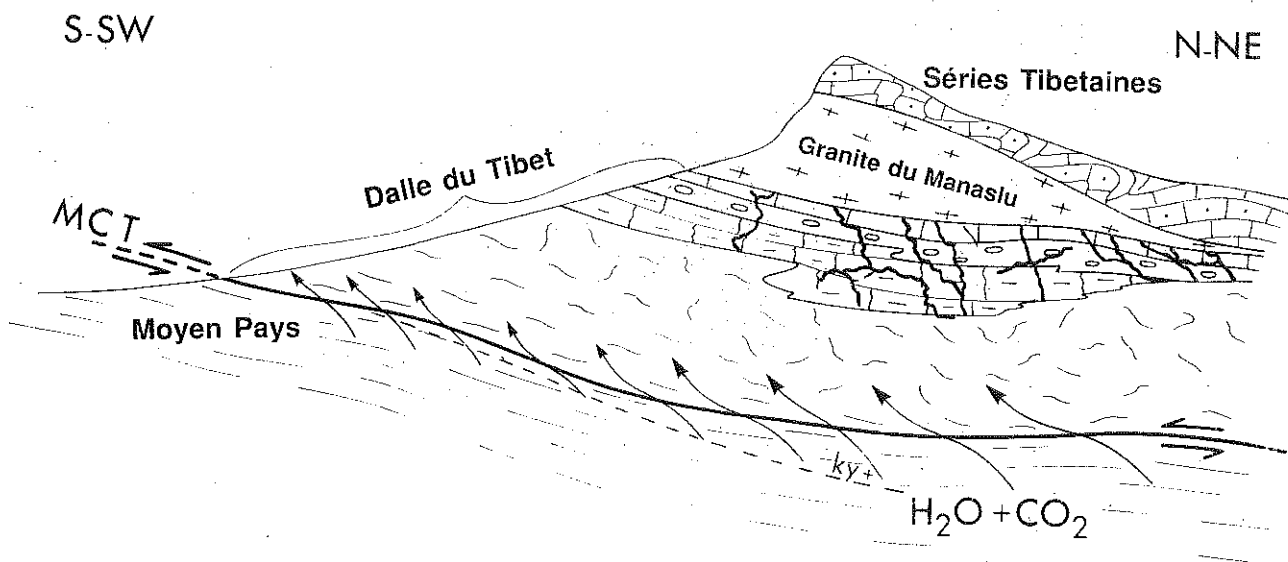


Fig. 3 - Coupe géologique schématique du Haut Himalaya montrant le modèle de fusion et de mise en place proposé par Le Fort (1981) pour le Manaslu. La migration vers la Dalle du Tibet des fluides volatilisés dans les Formations du Moyen Pays induit la fusion partielle de la Formation I. Des filons nourrissent le massif leucogranitique mis en place à la base des Séries Sédimentaires Tibétaines.

P. Le Fort sur la zone du massif du Manaslu. De nombreux résultats ont permis de contraindre de plus en plus le modèle de genèse du Manaslu, en particulier : A. Pêcher (1978) a étudié le métamorphisme inverse et déterminé la nature des fluides dans le Moyen Pays et la Dalle du Tibet ; Ph. Vidal et al. (1982, 1984) ont établi, sur des bases géochimiques, la filiation de la Formation I de la Dalle du Tibet au granite du Manaslu ; C. Deniel (1985) et C. Deniel et al. (1986, 1987) ont (1) donné l'âge et la durée du magmatisme, (2) déterminé l'échelle d'hétérogénéité isotopique (Sr, Nd) du granite et (3) contraint le modèle de fusion et de mise en place en montrant que le massif est constitué de multiples unités magmatiques indépendantes. Enfin d'autres études ont été entreprises : M. Brouand tente de cerner les processus de migmatisation et de fusion de la Dalle du Tibet et B. Scaillet

aborde, d'un point de vue structural, la mise en place des granites du Haut Himalaya.

Cette étude est principalement basée sur la géochimie des isotopes stables de l'hydrogène, du carbone et de l'oxygène dans les Formations du Moyen Pays (source présumée des fluides), la Formation I (équivalente à la source du granite) et le granite lui-même. Après une présentation générale de la chaîne himalayenne au Népal Central (chap. 1) et une revue rapide des techniques utilisées (chap. 2), la thèse est divisée en deux parties. La première partie (chap. 3) est consacrée aux Formations du Moyen Pays Népalais. Elle vise à établir (1) le potentiel de fluides que représentent ces formations, (2) l'ampleur des processus de volatilisation et de migration des fluides, (3) l'origine des fluides riches en CO₂ présents à proximité du MCT et (4) la signature isotopique des fluides qui pourraient avoir migré dans la Dalle du Tibet. La deuxième partie (chap. 4), présentée sous forme d'un article déposé, est axée sur l'étude des compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène du granite, comparées à celles de la Formation I. Cette partie a pour but de déterminer les parts des processus magmatiques et postmagmatiques liés aux fluides dans le Manaslu, de faire une comparaison entre la source et le granite et de tester le modèle de migration de fluides du Moyen Pays dans la zone source du granite.

La géochimie des isotopes stables H, C, O est bien adaptée pour çerner ce type de problèmes. Elle permet d'aborder dans le métamorphisme les processus d'évolution en systèmes ouvert et fermé, de volatilisation, d'échelles de migration de fluides, et d'origine des fluides. Dans le domaine magmatique, les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène constituent des témoins

sensibles et complémentaires de tous les processus de rééquilibrages postmagmatiques et permettent de caractériser, grâce à l'oxygène, l'origine des magmas et, grâce à l'hydrogène, certains processus magmatiques tels que le dégazage et l'assimilation de fluides externes.

Chapitre 1

La chaîne himalayenne au Népal central

LA CHAÎNE HIMALAYENNE AU NEPAL CENTRAL

INTRODUCTION

Le mouvement de convergence entre les plaques indienne et asiatique a eu pour conséquence il y a environ 40 Ma, une collision continentale. La suture de l'Indus-Tsangpo qui se trouve au Nord de la chaîne himalayenne en est la trace. Cette collision a été suivie d'un raccourcissement crustal de la plaque indienne. Ce dernier processus qui se poursuit encore a provoqué les chevauchements du Nord vers le Sud des différentes unités composant la chaîne proprement dite (Fig. 1). Il en résulte une chaîne divisée en grandes unités structurales extrêmement continues d'Ouest en Est (Fig. 1), se chevauchant les unes sur les autres selon des plans plongeant vers le Nord. Sur une coupe himalayenne schématique (Fig. 1), on retrouve au Sud de la suture de l'Indus-Tsangpo, les séries sédimentaires téthysiennes, puis leur soubassement, le socle cristallin du Haut Himalaya qui forme la haute chaîne. Cet ensemble chevauche vers le Sud selon le MCT (Main Central Thrust) les formations du Bas Himalaya, elles-mêmes chevauchant selon le MBT (Main Boundary Thrust) les formations des Siwaliks. Le mouvement intracrustal du MCT remonte à environ 20 Ma et celui du MBT progresse encore à une vitesse de 2 cm/an (Tapponnier et Molnar, 1976 ; Le Fort sous presse). L'ampleur du raccourcissement crustal doit être de l'ordre de 300 à 500 km mais reste très difficile à préciser (e.g. Gansser, 1966 ; Mattauer, 1975 ; Lyon-Caen et Molnar, 1983). Le chevauchement du MCT a été accompagné d'un magmatisme crustal qui s'est traduit par la mise en place de deux ceintures granitiques (e.g. Gansser, 1964; Le Fort, 1975a et 1985 ; Debon, et al., 1986) :

- les leucogranites du Haut Himalaya, mis en place au sein des séries Sédimentaires Tibétaines à la base du Socle Cristallin;
- les leucogranites Cénozoïques du Nord Himalaya, mis en place dans le Sédimentaire Tibétain plus au coeur de la chaîne.

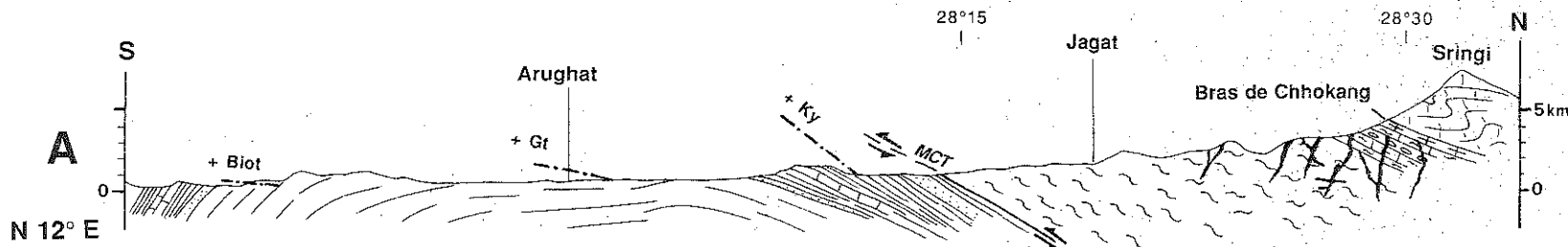
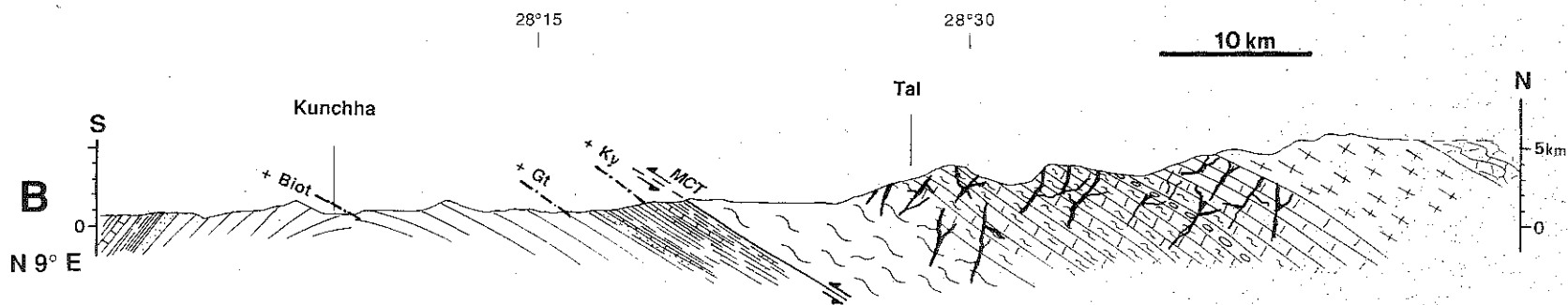
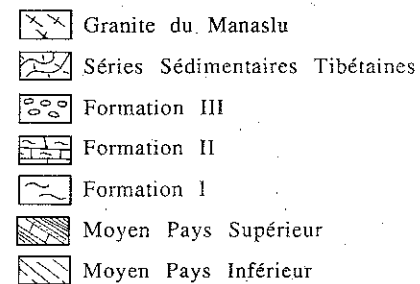
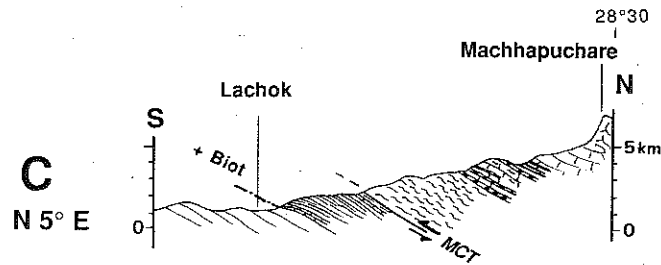
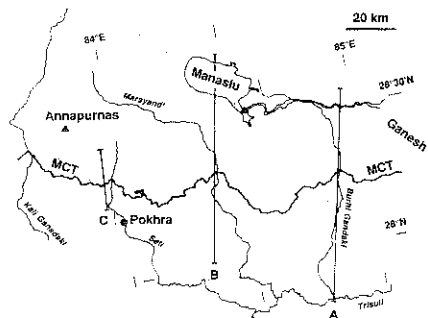


Fig. 4 - Coupes géologiques Nord-Sud du Népal Central. A : Burhi Gandaki, B : Marsyandi, C : Machhapuchare. L'épaisseur de la Formation I diminue de 15 km à l'Est (A) à 4 km à l'Ouest (C) de même que l'épaisseur du Moyen Pays affectée par le métamorphisme inverse. (Isograde de la biotite au MCT : 10 km à l'Est, 3 à 4 km à l'Ouest). Le Massif du Manaslu n'est présent que sur la coupe de la Marsyandi (B) à l'Est (A) il est réduit à la fine lame granitique du Bras de Chhokang.

La section himalayenne étudiée est située au Népal central au coeur de la chaîne. Cette région (Fig. 2), comprend d'Ouest en Est : les massifs des Annapurna, du Manaslu et du Ganesh, séparés par d'importantes vallées Nord-Sud qui tronçonnent la chaîne. Ce sont les vallées de la Kali Gandaki, de la Marsyandi et de la Burhi Gandaki. Dans ce domaine, on retrouve essentiellement des ensembles liés au fonctionnement du MCT, c'est-à-dire les formations chevauchées du Bas Himalaya, le Socle Cristallin et sa couverture sédimentaire ainsi qu'un des massifs leucogranitiques du Haut Himalaya, le leucogranite du Manaslu.

Au Népal Central, la reconnaissance géologique a débuté dans les années 1930 avec les travaux de J.B. Auden. Une première étude a ensuite été proposée par T. Hagen dans les années 1950 (résumée dans Hagen, 1969). Par la suite, P. Bordet entame une étude plus approfondie avec en particulier, M. Colchen, P. Le Fort, M. Rémy. Ces études portent sur les vallées de la Thakkhola (Bordet et al., 1971) et de la Marsyandi (Bordet et al., 1975). Dans le même temps, des équipes japonaises ont mené des recherches dans les régions de la Burhi Gandaki et de Pokhra (Ohta et al., 1973; Hashimoto et al., 1973). La progression des interprétations géologiques au Népal central données par ces différents auteurs a été résumée par A. Pêcher (1978). Nous présenterons ici les subdivisions géologiques du Népal Central telles qu'elles ont été définies par les travaux des équipes françaises notamment Le Fort (1975b), Pêcher (1978), Colchen et al. (1980 et 1986), Bordet et al. (1981). Ce résumé géologique sera illustré par trois coupes Nord-Sud (Fig. 4) parcourues plus ou moins complètement en 1983 pour cette étude et qui permettent d'apprécier les variations latérales (E-W) d'épaisseur des différents ensembles népalais.

Dans la zone étudiée, l'histoire himalayenne met en jeu trois ensembles structuraux majeurs à travers un événement tectonometamorphique ; le chevauchement du MCT. Ces trois ensembles sont conformément à la terminologie proposée par Bordet et al. (1981) :

-les Séries Sédimentaires Tibétaines, correspondant aux séries

Téthysiennes. Ce sont des dépôts de type marin épicontinental allant de l'Ordovicien inférieur au Crétacé;

-La Dalle du Tibet, correspondant au socle cristallin du Haut Himalaya. Elle est subdivisée en trois Formations (FI à FIII). La Formation I (FI) est constituée de gneiss grésopelitiques, la FII de gneiss à minéraux calciques et de marbres, enfin la FIII correspond à une ou plusieurs bandes de gneiss ocellés;

-les Formations du Moyen Pays Népalais appartiennent à l'ensemble des séries du Bas Himalaya. On y distingue le Moyen Pays Inférieur (MPI) essentiellement grauwackeux et très monotone et le Moyen Pays Supérieur (MPS) de même nature avec des bancs carbonatés et carbonés.

La Dalle du Tibet chevauche les Formations du Moyen Pays Népalais. Il n'existe pas à proprement parler de plan de chevauchement ou de contact entre ces deux ensembles qui sont en fait superposés à la faveur d'une épaisse zone de cisaillement, la zone du MCT. Le métamorphisme apparaît "inverse" dans les Formations du Moyen Pays Népalais, c'est-à-dire que l'intensité du métamorphisme augmente au fur et à mesure que l'on monte dans l'édifice. La Dalle du Tibet est affectée par un métamorphisme polyphasé plus complexe; on y distingue deux zones, l'une à disthène et l'autre à sillimanite. Les phénomènes de fusion y sont fréquents et se traduisent par des niveaux migmatitiques et nombreux filons pegmatitiques.

LES FORMATIONS DU MOYEN PAYS NEPALAIS

L'étude pétrographique et structurale du Moyen Pays Népalais a principalement été menée par Pêcher (1978). Cet auteur a proposé la division des formations en deux groupes; le Moyen Pays Népalais Inférieur (MPI) et le Moyen Pays Supérieur (MPS). Ces formations affleurent à la faveur d'un vaste anticlinal d'axe Est-Ouest. Son flanc Nord appartient à la zone du MCT et a donc subi la déformation et le métamorphisme liés au chevauchement, tandis que le flanc Sud n'est que

très peu affecté par ces événements. Cette disposition est très favorable dans la mesure où elle permet de comparer des niveaux équivalents dans des situations tectonometamorphiques très différentes.

Le Moyen Pays Inférieur

Le niveau le plus profond connu du Moyen Pays Inférieur est constitué de quartzites en plaquettes (les quartzites de Birethanti). Vient ensuite une formation grésopéllitique à dominante grauwackeuse (Fig. 8) épaisse et monotone où l'on trouve tous les intermédiaires entre les grès purs et les schistes fins très riches en muscovite et chlorite. Ce sont généralement des mélanges simples à quartz, muscovite et chlorite \pm feldspaths. Les variations de ce mélange entre un pôle quartzo-feldspathique et un pôle péllitique sont bien illustrées dans le diagramme $\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (Fig. 9). Les autres éléments détritiques de cette formation schisto-gréseuse sont des petits galets de feldspath potassique, de plagioclase ou bien encore des grains de tourmaline. Le graphite et les carbonates sont quasiment inexistantes (cf. dosages C et CO_2 total Tableau 1). Deux exemples typiques de ces roches sont: NL 3 à quartz détritique (55 %), plagioclase et feldspath potassique (16%) et à bandes de très fines muscovites (24 %) et NL 4, schiste à grain très fin et homogène, à muscovite dominante (60 %), chlorite (17%) et quartz (20%).

Sur le flanc Nord de l'anticlinal, affleurent les lentilles kilométriques de gneiss d'Ulleri décrites par Le Fort et Pêcher (1974). Leur origine est discutée entre des écailles tectoniques, volcano-détritiques ou bien encore granitiques.

L'âge des Formations du MPI est très mal défini principalement en raison de l'absence de fossiles. Il est au moins inférieur à 1,7 Ga car une pegmatite intrusive dans les schistes de Kunchha a été datée à $1,7 \pm 0,8$ Ga (Deniel 1985). Les données isotopiques Rb-Sr sur le Moyen Pays (Fig. 20 ; Tableau 2) et les gneiss ocellés d'Ulleri indiquent également des âges supérieurs à 1,5 Ga (Vidal et al., 1987).

Tableau 1- Teneurs en carbone dans les grésos-schistes des Formations du Moyen Pays Népalais.

Echantillon	C org %	CO ₂ total %	CO ₂ carb/CO ₂ tot
AP 167	0.08	0.47	0.38
AP 199	0.06	0.3	0.27
AP 346	0.12	0.52	0.15
AP 375	0.07	0.39	0.34
AP 385	0.06	0.27	0.19
AP 390	0.1	0.56	0.35
AP 417	0.44	1.7	0.05
AP 440	0.05	0.28	0.35
AP 473	0.06	0.3	0.27
AP 524	0.03	0.2	0.45
AP 537	0.06	0.32	0.31
AP 874	0.19	0.8	0.13
AP 888	0.02	0.12	0.39
AP 969	0.15	0.72	0.24
AP 972	0.14	0.65	0.21
NL 3	0.01	0.12	0.69
NL 4	0.02	0.15	0.51

Dosages par coulométrie à impulsions (C"organique" : dissolution des carbonates préalable) (M. VERNET, CRPG).

Tableau 2 - Analyses isotopiques Rb-Sr des grésos-schistes des Formations du Moyen Pays Népalais

Echantillon	Rb ppm	Sr ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
AP 9	142.6	11.1	40.08	1.5098
AP 346.	252.3	21.0	38.07	1.6809
AP 385	286.4	63.4	13.48	1.0301
AP 440	98.5	82.8	3.48	0.83318
AP 524	320.9	76	12.52	0.96411
AP 825	122.7	74.5	4.82	0.82573
AP 874	366.5	55.8	19.58	1.01761
AP 888	126.3	43.9	8.48	0.89964
NL 1	114.3	19	17.79	0.93696
NL 3*	1	7.5	7.66	0.86772
NL 4*	288	55.5	15.32	0.93943

Rb et Sr: fluorescence X ; analyses isotopiques par spectrométrie de masse (Ph. VIDAL, Clermont - Ferrand). * : analyses C. DENIEL (1985).

Malgré les différences qui existent entre les flancs Sud et Nord de l'anticlinal, on retrouve à peu près les mêmes niveaux lithologiques dans ces deux positions structurales. Sur le flanc Nord, les roches sont cependant très étirées et recristallisées avec apparition de biotite, grenat, staurotide et disthène. La base du MPS est à peu près toujours constituée de quartzites en plaquettes dites de Gandrung. Au dessus, se trouvent des bancs schisto-gréseux à quartz, muscovite et chlorite assez comparables à ceux de Kunchha (Fig. 8 et 9) et des niveaux de grès bicolores à petits lits de minéraux calcaïques qui n'existent pas dans le MPI. Dans ces formations sont intercalés des niveaux métriques à décamétriques de calcaires dolomitiques impurs et de niveaux de schistes noirs. Ces schistes carbonés peuvent contenir jusqu'à 10% poids de carbone.

Il convient de souligner la lithologie très contrastée du MPS. Cette variabilité est liée à l'abondance des niveaux carbonatés et graphiteux dont les épaisseurs sont inégales.

Métamorphisme

Les Formations du Moyen Pays Népalais sont affectées par un métamorphisme prograde se traduisant par l'apparition progressive du Sud vers le Nord de la biotite, puis du grenat et enfin du disthène ou de la staurotide. Dans une coupe Nord-Sud (Fig. 5), les zones de plus haut degré métamorphique sont superposées aux zones de plus faible degré. Cette disposition inverse des isogrades de métamorphisme avait déjà été relevée en Himalaya par Medlicott en 1864. Le Fort (1975a) a interprété ce métamorphisme "inverse" comme résultant de l'apport de pression et de chaleur par la Dalle du Tibet lors de son chevauchement sur le Moyen Pays (effet de "fer à repasser"). Pêcher (1978) distingue cinq zones métamorphiques dans le Moyen Pays, séparées par les isogrades d'apparition de la biotite, du grenat, du disthène et de la staurotide.

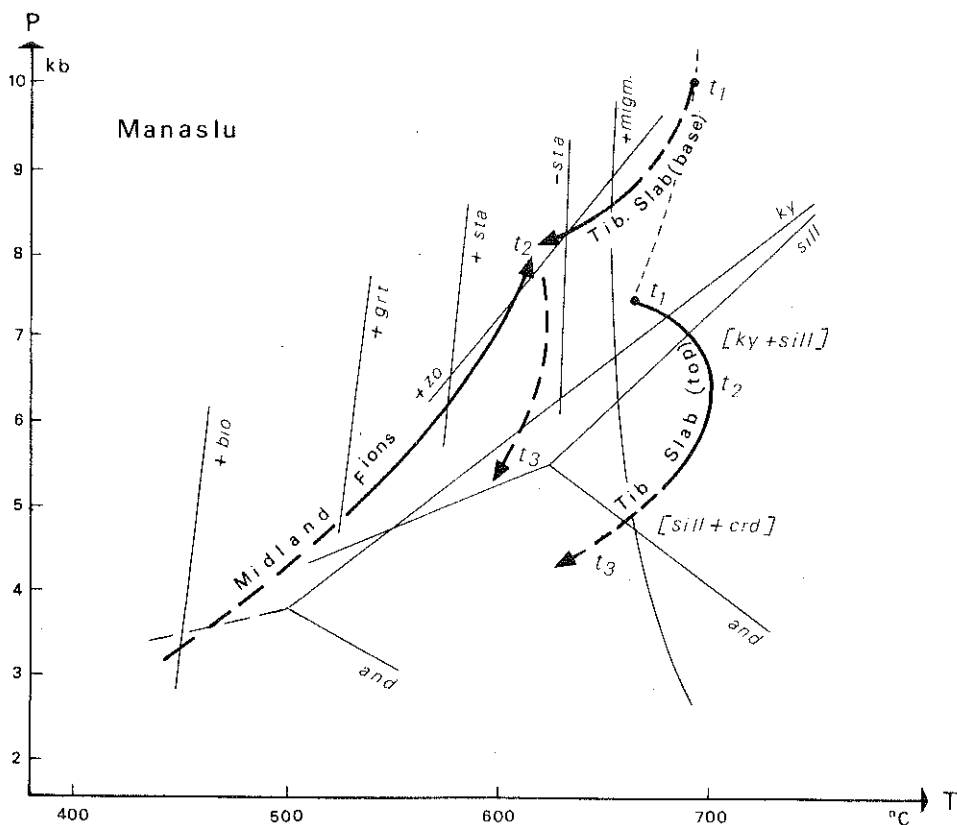
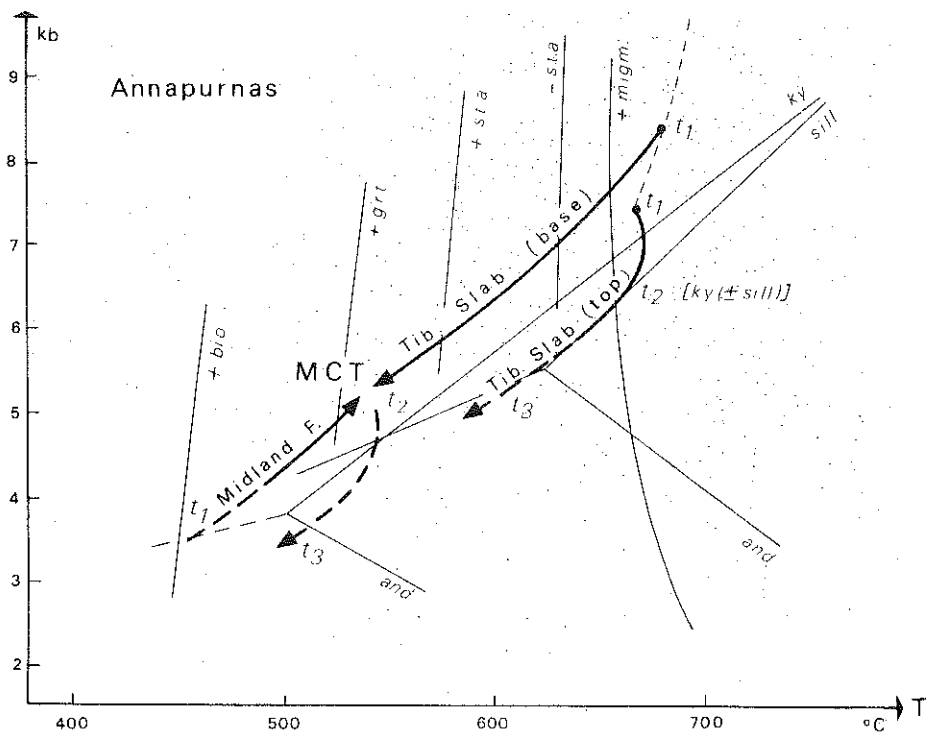


Fig. 5 - Diagramme pression-température-temps pour les Formations du Moyen Pays et pour la base et le sommet de la Dalle du Tibet dans les sections des Annapurnas (Kali Gandaki) et du Manaslu (Bhuri Gandaki) (Pécher et le Fort, 1986).

t1 : temps éo-himalayen caractérisé par le métamorphisme barrovien de la Dalle du Tibet. Le chevauchement du MCT (t_1 - t_2) induit le métamorphisme prograde "inverse" du Moyen Pays et le refroidissement de la base de la Dalle. Dans la partie supérieure de la Dalle, le double processus d'érosion et de dénudation tectonique des Séries Sédimentaires Tibétaines entraîne une augmentation de température quasi adiabatique (t_2). $t_2 \rightarrow t_3$: refroidissement et décompression du système enregistré le long de failles tardives. La différence de température et de pression au niveau du MCT entre les deux sections tient à la différence d'épaisseur de la Dalle du Tibet.

Le Tableau 14 (chap. 3), indique les abondances de ces minéraux pour une trentaine d'échantillons grésopélitiques appartenant aux différentes zones. D'une manière générale, l'apparition des différents minéraux métamorphiques reste assez limitée (la biotite dépasse rarement 10%, le grenat 5%), tandis que la muscovite est toujours abondante (10 à 70%) et que la chlorite reste présente jusqu'au MCT. L'intensité du métamorphisme au niveau du MCT croît d'Ouest en Est. Cette évolution métamorphique est accompagnée d'une évolution des microstructures du quartz (Bouchez et Pêcher, 1981) et des augmentations d'épaisseur de, (1) la zone à disthène (2 à 8 km) de part et d'autre du MCT, (2) la Dalle du Tibet (3,5 à 10 km). Caby et al. (1983) interprètent cette évolution par une augmentation d'Ouest en Est du niveau de troncature de la structure du MCT. Les estimations géothermobarométriques (Pêcher, 1978, Le Fort et al., 1986b; Pêcher et Le Fort, 1986) sont représentées dans la Fig. 5 à l'aplomb du Manaslu et des Annapurnas. Les conditions P et T estimées au niveau du MCT sont 8kb-620°C au Sud du Manaslu et 5kb-550°C plus à l'Ouest.

Les fluides dans le Moyen Pays

Dans tous les terrains du Moyen Pays, on peut observer de très nombreuses lentilles d'exsudation de quartz. Ces lentilles de taille centimétrique à décimétrique sont syn-métamorphiques car, (1) elles sont interfoliées ou légèrement obliques par rapport au clivage métamorphique et (2) elles sont en équilibre thermique avec leur environnement car elles contiennent fréquemment les principaux minéraux index (biotite, grenat, disthène) des roches environnantes. Ces lentilles sont riches en inclusions fluides de grande taille (200 μ) qui permettent d'étudier directement les fluides métamorphiques. Nous résumons ici les résultats des études microthermométriques menées principalement par Pêcher (1978, 1979, *in press*), Leroy et al. (1975), France-Lanord (1983), France-Lanord et al., *in press*). Des résultats comparables ont été obtenus sur des formations équivalentes au Kumaon (Sauniac et Touret, 1983).

Composition de la phase fluide

La plupart des échantillons contiennent des inclusions triphasées ($H_2C_{LIQ} + CO_{2LIQ} + CO_{2VAP}$) et une teneur très variable en sels (0 à 15 % éq. NaCl) apparemment dépendante de l'environnement. La fraction molaire de CO_2 dépend de la position de l'échantillon (Fig. 6, Pêcher, *in press*). Elle est nulle ou très faible dans la partie Sud du Moyen Pays et augmente progressivement vers le MCT jusqu'à des valeurs de l'ordre de 50% molaire. La disposition des courbes d'isoteneur en CO_2 est très proche de celle des isogrades de métamorphisme (Fig. 6).

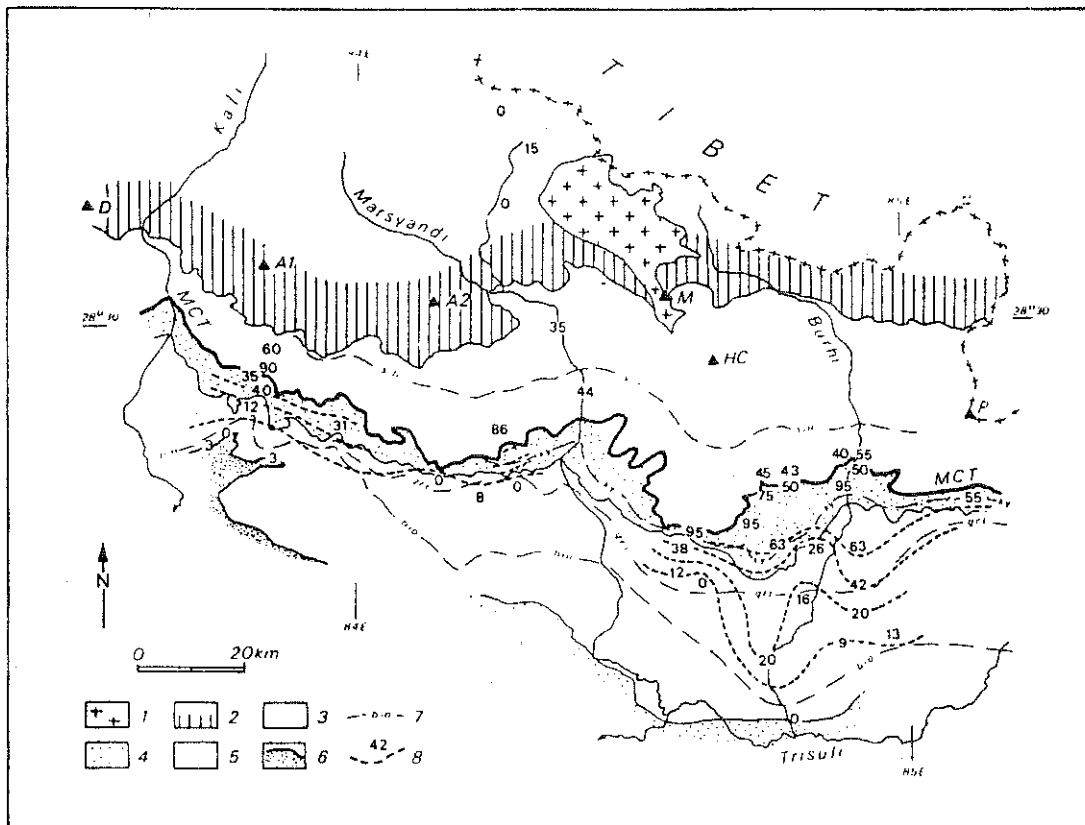


Fig. 6 - Concentrations molaires de CO_2 (% molaire) dans les inclusions fluides des lentilles d'exsudation de quartz syn-métamorphiques des Formations du Moyen Pays Népalais (Pêcher, *in press*). Les courbes d'isoteneur de CO_2 (B) sont pratiquement parallèles aux isogrades de métamorphisme (7) et montrent l'augmentation des concentrations de CO_2 vers le MCT. 1 : granite du Manaslu, 2, Séries Sédimentaires Tibétaines, 3 : Dalle du Tibet, 4 : Moyen Pays Supérieur, 5 : Moyen Pays Inférieur.

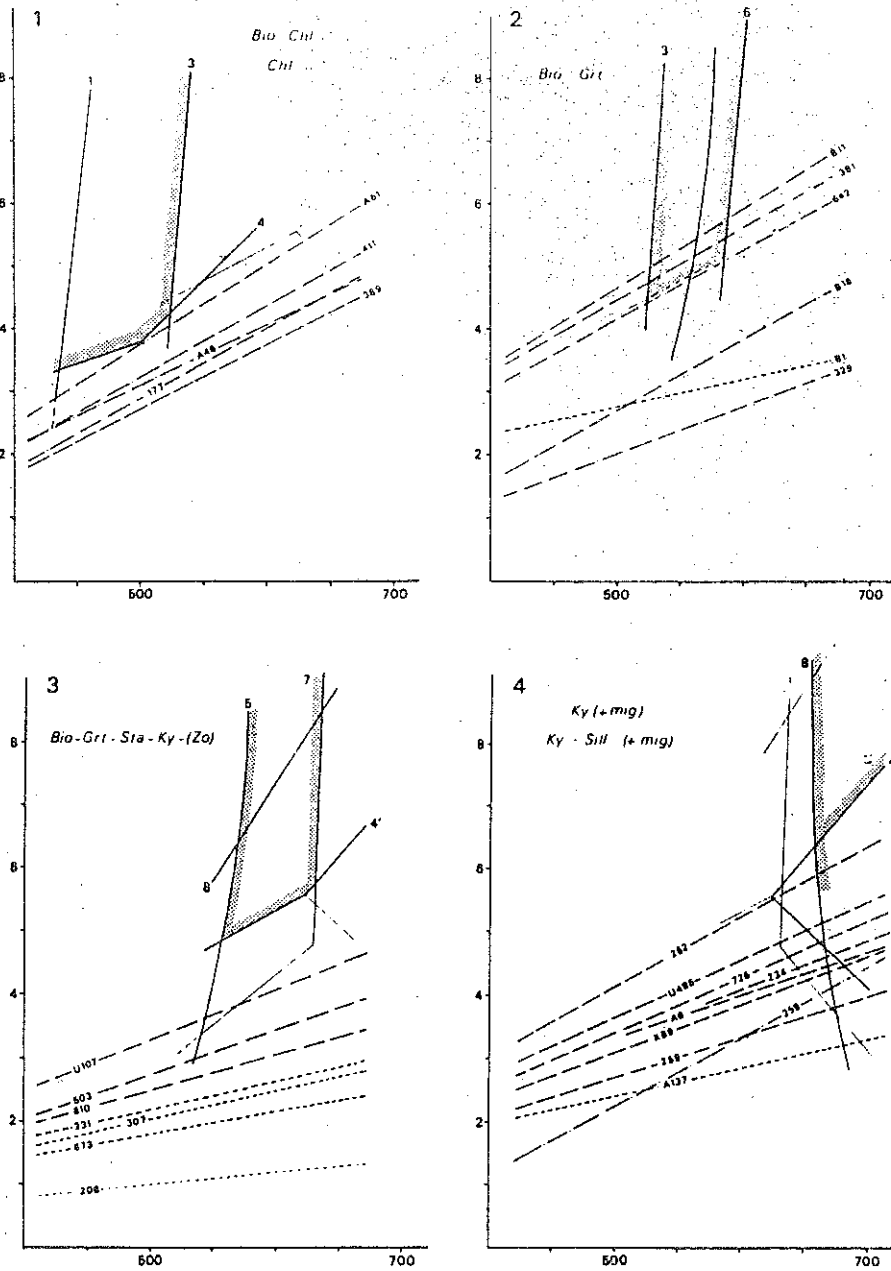


Fig. 7 - Comparaison des estimations pression -température des différentes zones métamorphiques du Moyen Pays et de la Dalle du Tibet (aires ombrées) avec les isochores déterminées par étude microthermométrie des inclusions fluides (Pêcher, in press). la plupart des isochores indiquent des conditions P-T de piégeage inférieures aux conditions déterminées avec les assemblages minéralogiques. La différence peut tenir soit au caractère relativement tardif des inclusions fluides soit à des rééquilibrages internes des inclusions lors du refroidissement. Isochores : tireté serré : CO_2 , tireté long : $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$, tireté-point : $\text{H}_2\text{O}+\text{sel}$.

La Fig. 7 (Pêcher, sous presse) donne dans des diagrammes pression-température, (1) les estimations P et T pour les zones concernées établies à partir des principales paragenèses métamorphiques et (2) les isochores des différents échantillons d'inclusions fluides. Pour pratiquement tous les échantillons, les isochores sont placées sous le champ P-T des assemblages minéraux. Deux hypothèses peuvent expliquer cette différence, soit les inclusions fluides représentent des fluides tardi-métamorphiques, soit les fluides sont contemporains du pic du métamorphisme mais les inclusions auraient subi des rééquilibrages internes vers des conditions P-T plus basses. Cette dernière possibilité a été démontrée expérimentalement (Pêcher, 1981 ; Boullier et al., 1987).

LA DALLE DU TIBET

L'appellation Dalle du Tibet, créée par A. Lombard (1958), a été proposée par P. Bordet en 1961 pour désigner l'ensemble cristallin chevauchant les Formations du Moyen Pays Népalais. Elle est divisée en trois Formations (FI à FIII). Celles-ci sont remarquablement continues d'Ouest en Est malgré des variations considérables d'épaisseur de la FI observées en comparant les coupes A, B et C (Fig. 4). Globalement la FI est constituée de gneiss partiellement migmatisés, la FII de gneiss à minéraux calciques et la FIII de gneiss oeillés.

La Formation I

Dans la partie Est, la FI atteint une dizaine de kilomètres d'épaisseur mais elle s'amincit vers l'Ouest pour ne plus mesurer qu'un à deux kilomètres dans la vallée de la Kali Gandaki. La structure est toujours très régulière, du moins à la base de la Dalle, marquée par une schistosité métamorphique pentée vers le Nord d'environ 30° et par une linéation d'étirement minéral N10°E. Dans la partie supérieure de la FI, la linéation, marquée par la sillimanite, passe à une orientation

Est-Ouest (Pêcher et al., 1984; Pêcher et Bouchez, 1987). Cette puissante formation est une alternance assez monotone de gneiss plus ou moins micacés qui représentent probablement une formation détritique dominante pélitique (Fig. 9). Macroscopiquement, à l'exception des faciès proches du MCT, les gneiss de la FI se distinguent très nettement des Formations du Moyen Pays par leur granulométrie souvent grossière et de fréquentes mobilisations quartzo-feldspathiques. De nombreux faciès sont très migmatitiques, composés d'alternances irrégulières de lits centimétriques à quartz-plagioclase et de lits plus phylliteux restitiques. De plus, il existe des niveaux granitiques (anatexite de Tal, Le Fort, 1975b) surtout dans la partie supérieure de la FI et de très rares intercalations fines de gneiss à minéraux calciques qui rappellent la FII. Enfin, dans sa partie supérieure, la FI est fréquemment recoupée par des filons pegmatitiques ou granitiques de puissance métrique qui semblent prendre naissance dans la FI par collectage de plus petits conduits pegmatitiques (M. Brouand, comm. pers.).

Du point de vue minéralogique, les gneiss de la FI sont constitués en majorité de quartz, biotite et plagioclase (An 0 à An 50). Les autres minéraux sont le grenat, le disthène, la sillimanite, le feldspath potassique et la muscovite. Le graphite et le rutile sont fréquents. Deux zones métamorphiques se distinguent dans la FI en fonction de la présence de disthène ou de sillimanite. Le disthène est présent dans la base de la Dalle souvent en cristaux centimétriques alors que la sillimanite n'apparaît que vers le milieu de la FI. Cette dernière se développe en fibres à partir du disthène et de la muscovite. La muscovite n'est généralement pas très abondante, on la rencontre surtout à la base de la FI associée à la biotite dans les "schistes à cupule". Dans la partie supérieure de la FI, la muscovite se déstabilise en feldspath potassique. La biotite constitue la phase hydratée la plus abondante des gneiss de la FI, elle marque souvent le plan de foliation de la roche surtout dans les faciès les plus migmatisés.

Comme pour les formations grésopélitiques de Kunchha les variations de compositions chimiques sont relativement bien représentées dans un diagramme SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ (Fig. 8) et évoluent grossièrement entre les pôles chimiques du quartz et de la muscovite. Pécher (1978) a interprété cet alignement comme une tendance sédimentaire détritique. Cette hypothèse concorde avec les données isotopique O et Sr (cf. chap.4).

Dans toute la Formation I, de nombreuses lentilles d'exsudation de quartz généralement interfoliées et comprenant des bordures riches en biotite et parfois en disthène ou grenat, attestent de circulations de fluides durant la phase majeure de déformation. Les études microthermométriques de quelques échantillons ont montré que les inclusions fluides contiennent 30 à 60 %mol. de CO_2 (Fig. 6). D'autre part, en Burhi Gandaki, de petits corps albitiques minéralisés en uranium (brannerite) associés à une déformation cassante témoignent de circulations tardimétamorphiques locales de fluides riches en sodium pouvant albitiser les gneiss (Maruéjol, comm. pers.).

Les Formations II et III

La FII se distingue bien de la FI par l'apparition d'importants niveaux de gneiss à minéraux calciques et de niveaux de marbre à pyroxène. L'épaisseur de cette formation atteint deux à trois kilomètres en Marsyandi. En Burhi Gandaki, sous le Bras de Chhokang, elle est beaucoup plus difficile à distinguer de la FI et se résume en fait à un certain nombre de passées décimétriques de gneiss à minéraux calciques. Outre ces niveaux calciques, le faciès le plus représentatif de la FII est constitué de gneiss en plaquettes (quartzites micacés) qui doivent leur nom à leur débit caractéristique en plaquettes décimétriques. Les minéraux qui forment ces roches, outre le quartz, le plagioclase et les micas, sont la hornblende verte, la sillimanite et/ou la scapolite, le pyroxène (salite) et l'épidote pour les niveaux de gneiss calciques, et la calcite et la dolomite pour les marbres.

La FIII est un niveau ou un ensemble de niveaux de gneiss ocellés toujours présents au sommet de la Dalle. Son épaisseur est variable et ne dépasse jamais 1,5km. Dans la partie Ouest, à l'aplomb du Machhapuchare (coupe C, Fig. 4), les gneiss ocellés sont divisés en plusieurs niveaux d'épaisseur décimétrique. Dans ces gneiss, les mégacristaux de feldspath potassique peuvent atteindre 20 cm. Cette formation a été datée par la méthode Rb-Sr à $517 \text{ Ma} \pm 30$ (Le Fort et al., 1982) et pourrait correspondre à des intrusions granitiques (Le Fort et al., 1986b).

Métamorphisme

Sur la Dalle du Tibet Pécher (1978), Caby et al. (1983) et Pécher et Le Fort (1986) ont développé un modèle de métamorphisme en trois temps (Fig. 5). Il est principalement issu de la comparaison entre le sommet et la base de la Dalle dans la zone du Manaslu. En particulier, au sommet de la FI, la réaction muscovite \rightarrow feldspath K, la grande fréquence de la fusion partielle et la présence de sillimanite indiquent des températures plus élevées ($\approx 700^\circ\text{C}$) et des pressions plus faibles (5-6 kb) qu'à la base de la Dalle (disthène stable). Ces trois épisodes de métamorphisme résumés Fig. 5 sont :

- métamorphisme éohimalayen (t_1) ; de type barrowien dû à un épaissement crustal probablement lié au chevauchement des Nappes du Nord Himalaya au moment de la collision (Le Fort, in press) ;
- métamorphisme syn-MCT (t_2) ; il correspond au chevauchement de la Dalle sur le Moyen Pays et donc, au métamorphisme inverse prograde du Moyen Pays. Il est rétrograde à la base de la Dalle à cause, d'une part, du refroidissement apporté par le Moyen Pays et d'autre part de la décompression due à l'érosion rapide et à une probable dénudation tectonique des Séries Sédimentaires Tibétaines. Dans la partie supérieure de la Dalle, la chute brutale de pression est accompagnée d'une augmentation de température par effet de chauffage adiabatique. C'est à ce moment qu'est atteinte la température maximum dans la Dalle ;
- métamorphisme rétrograde (t_3) ; il correspond au refroidissement du

système et est surtout exprimé le long de chevauchements "froids". Ces chevauchements tardifs sont inégalement répartis. En particulier ils sont abondants et plus marqués dans la coupe de la Kali Gandaki (Ouest) que pour celle de la Burhi Gandaki pourtant très épaisse.

Comparaison Moyen Pays-Formation I

Du point de vue pétrographique, les formations du Moyen Pays sont bien différentes de celles de la FI; aux schistes fins du Moyen Pays s'opposent les gneiss grossiers et souvent rubanés et mobilisés, de la Dalle du Tibet. Cette différence est beaucoup moins nette au niveau du "contact" entre les deux ensembles. Le cisaillement imprime une structure laminée très marquée de part et d'autre du MCT qui correspond en fait au niveau de déformation maximum (Bouchez et Pêcher, 1976 et 1981). De plus, une accordance thermique entre les deux ensembles efface en partie les différences préalables.

Du point de vue géochimique, ces deux formations sont assez proches dans la mesure où elles correspondent toute les deux à des mélanges entre un pôle quartzo-feldspathique et un pôle phylliteux (Fig. 8) et traduisent une origine sédimentaire détritique assez similaire.

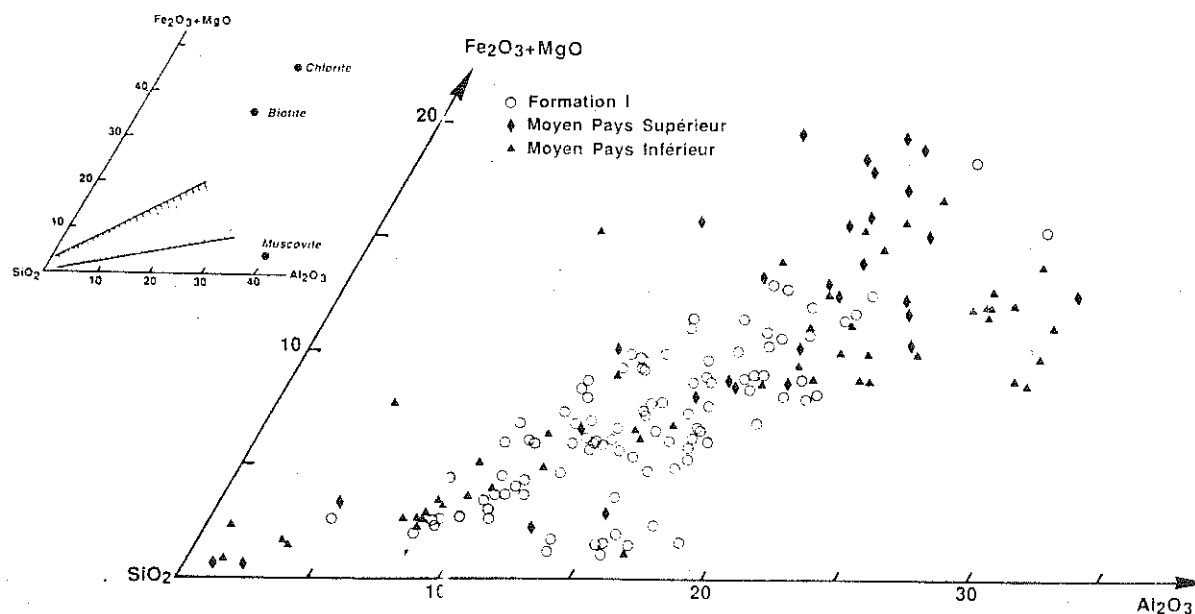


Fig. 8 - Diagramme triangulaire $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3+MgO$ pour les échantillons de grès et schistes du Moyen Pays et les gneiss de la Formation I. Les échantillons des deux domaines correspondent à une tendance sédimentaire détritique nette. Les Formations du Moyen Pays sont plus riches en termes très phylliteux que la Formation I.

$(Al+Fe+Ti)/3-K$

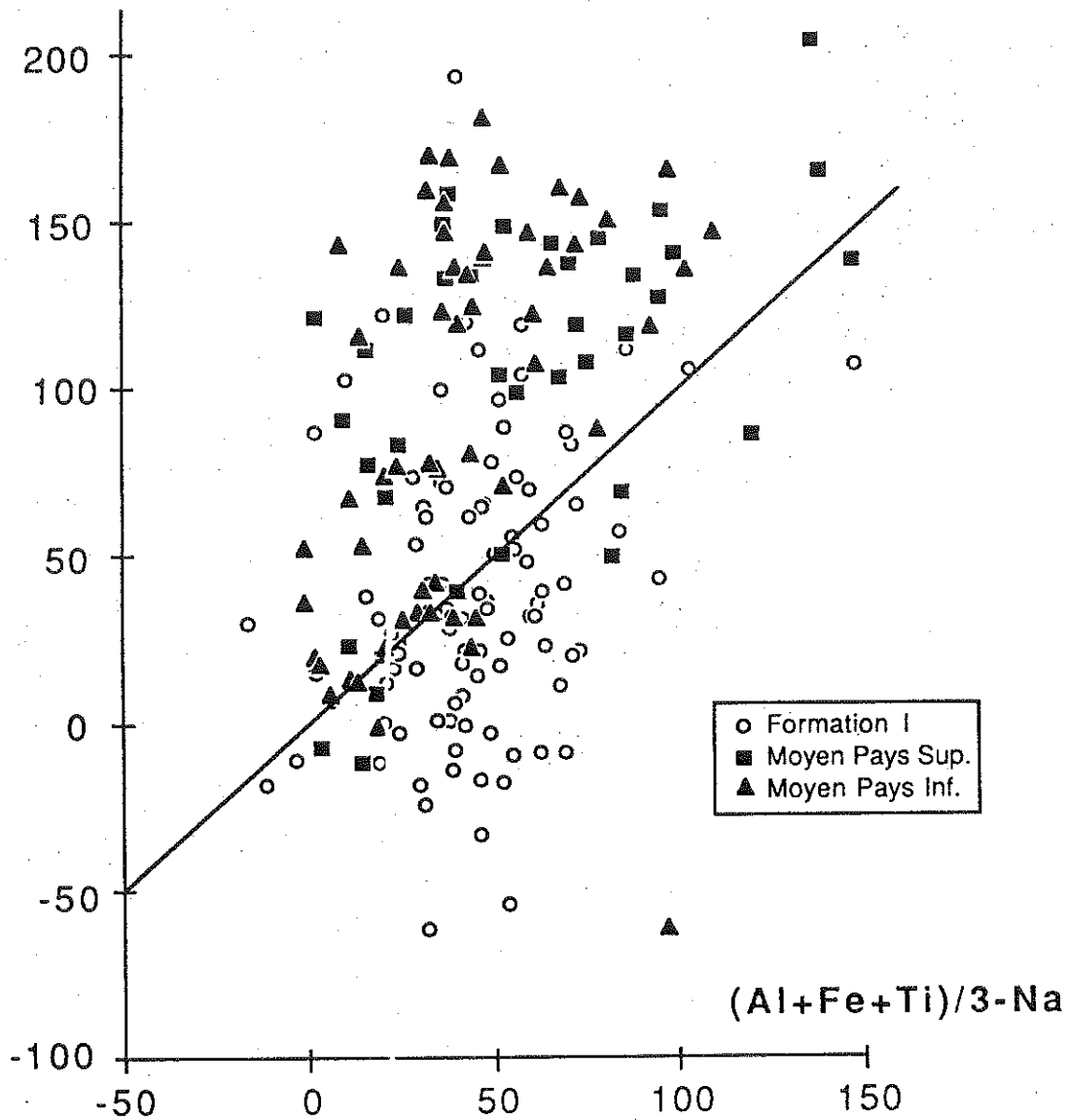


Fig. 9 - Diagramme $(Al+Fe+Ti)/3-K$, $(Al+Fe+Ti)/3-Na$ pour les échantillons grésopélitiques du Moyen Pays et de la Formation I. Ce diagramme (Moine, 1969) permet de distinguer les grauwackes (dominante sodique) des shales (dominante potassique).

Cependant Les Formations du Moyen Pays comprennent toutefois plus de termes très phylliteux et ont nettement une tendance plus grauwackeuse (sodique) que la Formation I (Fig. 9). En fait deux différences majeures distinguent ces ensembles:

- l'histoire métamorphique. La FI a déjà subi un ou plusieurs épisodes de haute pression et température avant son chevauchement alors que le Moyen Pays est très légèrement métamorphisé;

- l'origine, et probablement l'âge des deux ensembles comme le montrent (1) les différences de rapport K/Na des deux ensembles, (2) leurs compositions isotopiques du Sr respectives (Fig.20). Le Moyen Pays, en particulier les formations de Kunchha, sont volcano-détritiques alors que la Formation I apparaît plus flyschöide.

Ces deux différences montrent bien l'ampleur d'un chevauchement tel que le MCT où un bloc profond et chaud chevauche très rapidement des formations relativement superficielles. La différence d'histoire métamorphique est importante du point de vue des fluides lors du chevauchement : le Moyen Pays, très riche en minéraux hydratés, représente un potentiel de déshydratation considérable lors du métamorphisme syn-MCT alors que la FI est une formation déjà pauvre en eau avant l'événement MCT. Ce contraste est bien illustré dans le diagramme P.F. en fonction de SiO_2 pour les échantillons grésopélitiques des deux ensembles (Fig. 10).

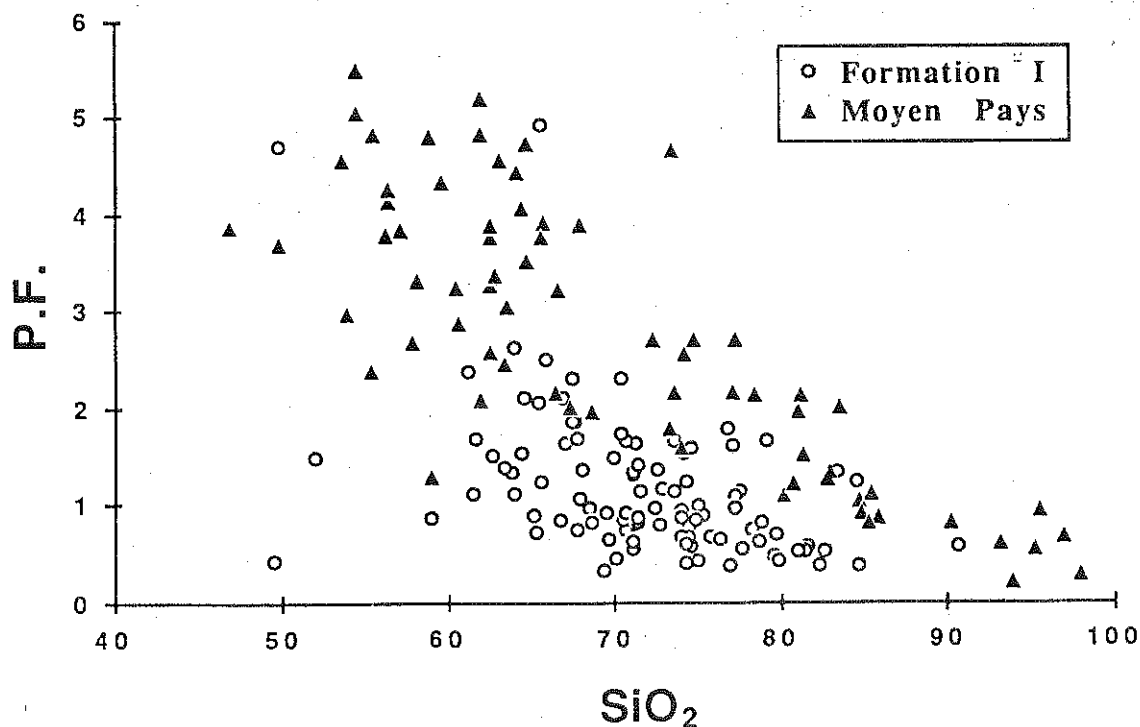


Fig. 10 - Diagramme perte au feu (P.F.) en fonction de la teneur en SiO_2 pour les échantillons de grès et schistes du Moyen Pays et les gneiss de la Formation I. Les teneurs très faibles en CO_2 et SO_2 des échantillons permettent d'assimiler P.F. à la teneur en H_2O . Ce diagramme montre la différence nette entre le Moyen Pays très riche en eau et la Formation I beaucoup plus pauvre à composition égale et souligne l'importance du Moyen Pays en tant que réserve potentielle d'eau de déshydratation. Cette différence est liée à la différence d'histoire métamorphique des deux ensembles.

LE LEUCOGRANITE DU MANASLU

Le massif leucogranitique du Manaslu est un corps lenticulaire d'environ huit kilomètres d'épaisseur, intrusif au sommet de la Dalle du Tibet dans les Séries Sédimentaires Tibétaines (Fig. 11). Il est prolongé à l'Est par un mince entrelas de filons leucogranitiques, le Bras de Chhokang, très similaire pétrographiquement au granite du massif. Ce bras, épais de 50 à 200m est intrusif dans le Paléozoïque inférieur au même niveau que la base du massif. Le granite est remarquablement homogène sur toute son épaisseur et seules des variations de granulométrie et la présence fréquente de filons de même nature et de passées pegmatitiques sont observables. Aucune enclave métasédimentaire n'a été observée sauf exceptionnellement sur les bords du massif. Ce granite appartient à la ceinture des leucogranites du Haut Himalaya (Gansser, 1964 et 1983; Le Fort, 1973, 1975a, 1981; Dietrich et Gansser, 1981; Debon et al., 1986; Le Fort et al., 1987) qui regroupe une dizaine de massifs majeurs tous remarquablement identiques tant pétrographiquement que chimiquement. Le granite du Manaslu est le plus étudié des massifs du Haut Himalaya. Il a été décrit par Hashimoto (1959), Hagen (1969), Le Fort (1973), Colchen et al. (1980 et 1986) et particulièrement étudié sur le plan géochimique par Le Fort (1975a, 1981), Vidal et al. (1982, 1984), Cuney et al. (1984), Debon et Le Fort (1984), Deniel (1985) et Deniel et al. (1986, 1987). L'étude isotopique de l'hydrogène et de l'oxygène du granite est présentée chapitre IV sous forme d'un article déposé. Nous ne présenterons donc dans ce chapitre que quelques caractères complémentaires qui n'ont pas été inclus dans cet article.

Sur la base des relations de terrain et de la géochimie des éléments majeurs, Le Fort (1973, 1975a) a proposé pour ces leucogranites une origine à partir de la fusion partielle de la Formation I. Le modèle de Le Fort (1981) lie la fusion de la Formation I au chevauchement du MCT en proposant que la fusion partielle soit induite par un flux d'eau libéré par la déshydratation des Formations du Moyen Pays (Fig. 3).

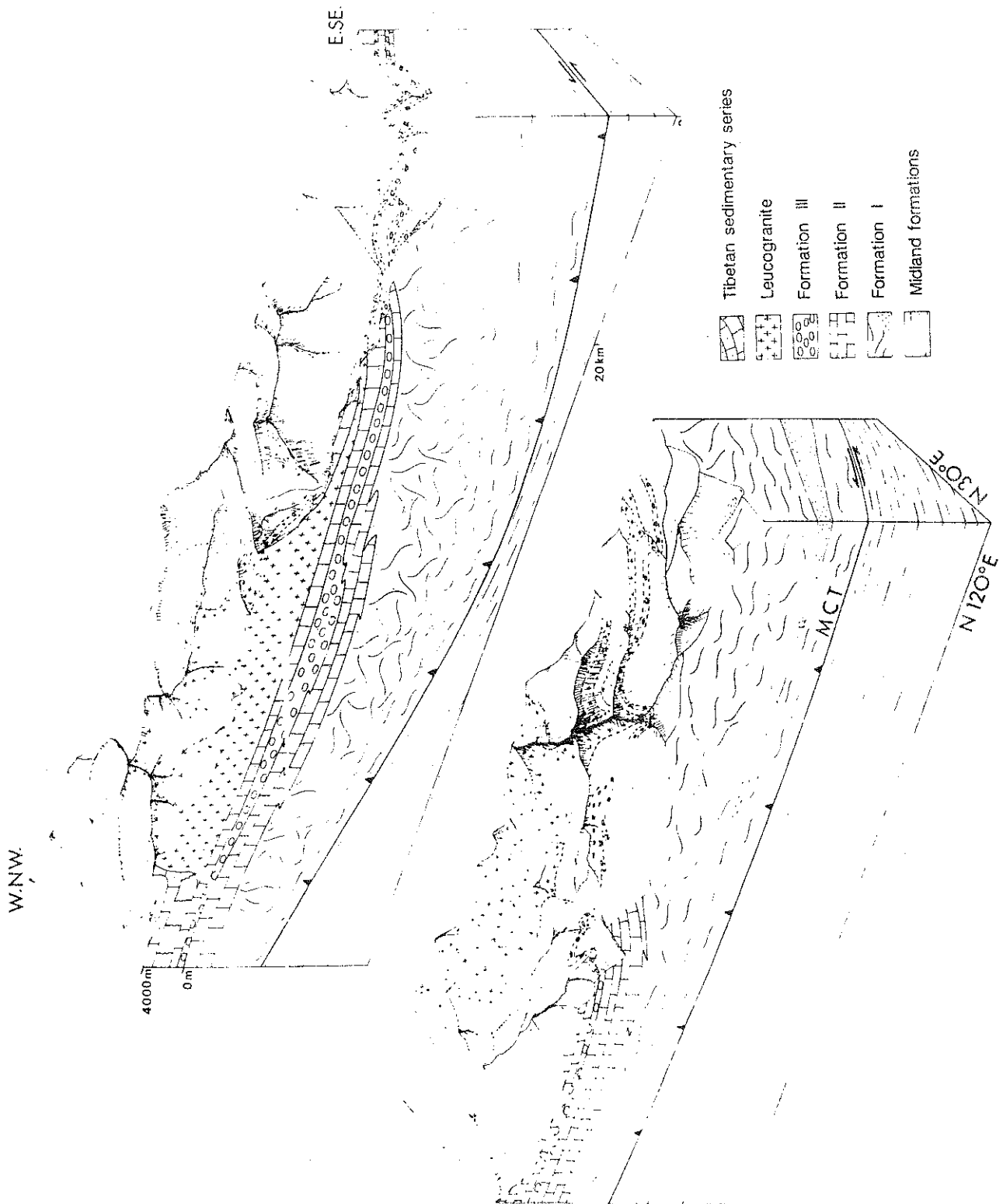


Fig. 11 - Bloc diagramme du massif leucogranitique du Manaslu. Le massif est intrusif au sommet de la Dalle du Tibet dans les formations Paléozoïques inférieures, des Séries Sédimentaires Tibétaines qu'il recoupe jusqu'au Crétacé. L'extension orientale du massif, la lame filonienne du Bras de Chhokang est intrusive au même niveau que la base du massif et est continue jusqu'au massif du Shisha-Pangma (Fig. 1). L'échelle verticale est égale à l'échelle horizontale.

Cette hypothèse a été largement confirmée par les études isotopiques, notamment la similitude des variations isotopiques du Sr et du Nd (Fig. 12 et 22) entre le granite et la Formation I (Vidal et al., 1982, 1984). L'âge du granite a pu être défini par quatre méthodes différentes (Deniel, 1985, Deniel et al., 1986, 1987) :

- U-Pb sur monazite à 25 Ma ;
 - K-Ar 20 Ma ;
 - Rb-Sr, isochrones internes, 15,3 à 20,5 Ma ;
 - Rb-Sr, isochrone sur un faciès particulier très pauvre en Sr, 18Ma.
- Ces âges indiquent une durée relativement longue du magmatisme comme cela a été montré pour les leucogranites du Sud Tibet (Schärer et al., 1986). Ils concordent également avec le modèle de Le Fort où la fusion suit le chevauchement du MCT.

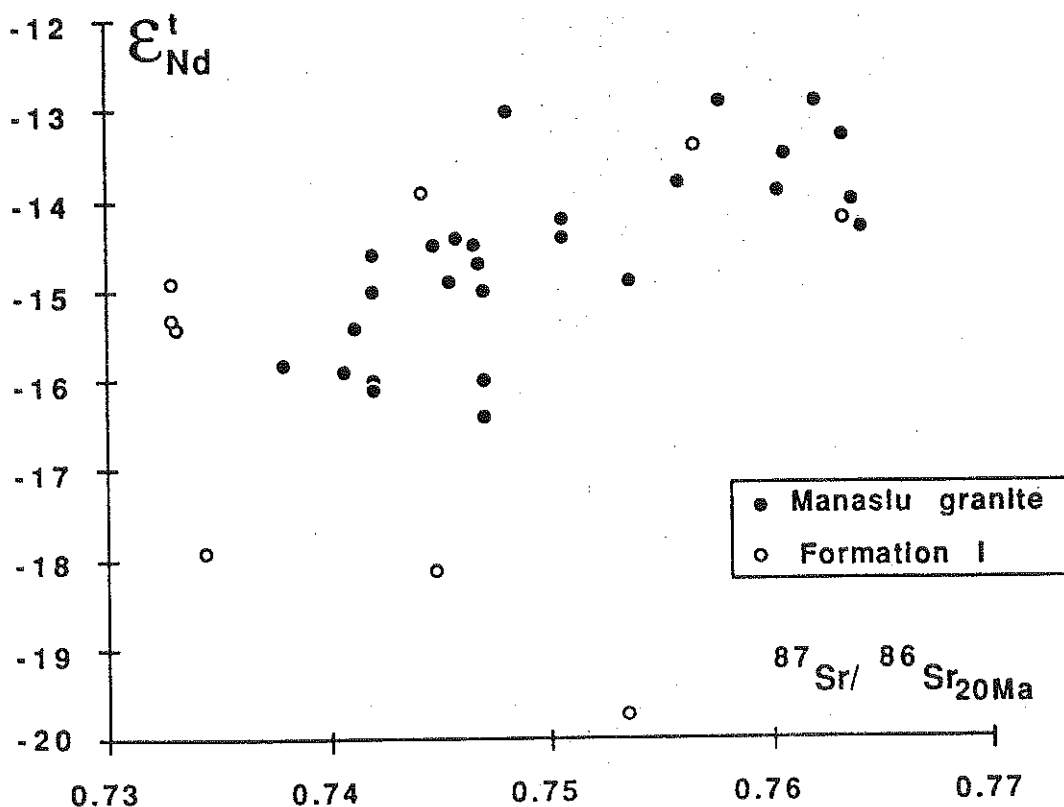


Fig. 12 - Diagramme $\epsilon_{\text{Nd}}-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20\text{Ma}}$ pour les échantillons du granite du Manaslu et de la Formation I (Vidal et al., 1982, 1984 ; Deniel et al., 1986, 1987). L'hypothèse de genèse du granite à partir de la Formation I est confirmée par la similarité des gammes de valeurs entre le granite et les gneiss ainsi que par la corrélation positive des données dans les deux domaines. Cette corrélation est interprétée dans la Formation I comme un mélange entre deux sources crustales d'âges différents (Vidal et al., 1984).

Composition minéralogique et chimique

La composition modale du granite est très constante pour les minéraux les plus abondants : quartz (30%), plagioclase zoné An 16 à 6 (35%), feldspath potassique perthitique (orthoclase et microcline) (20%) et muscovite (10%). Deux autres minéraux sont en abondance très variable : la biotite (2 à 5 %) et la tourmaline (0 à 5%). La sillimanite associée à la muscovite est rare ainsi que le grenat. Les minéraux accessoires ne sont jamais très abondants, ce sont : l'apatite, la monazite, l'uraninite, le zircon, le beryl, le chrysobéryl et quelques rares oxydes associés à la biotite; probablement de l'ilménite (Chaussidon, com. pers.). Le Tableau 3 donne les analyses modales de quatre échantillons types du granite du Manaslu. Les modes de la biotite et de la tourmaline sont très peu fiables en raison de leur faible abondance. Ces compositions sont remarquablement proches de celles reportées par Dietrich et Gansser (1981) pour les leucogranites du Bhutan.

Tableau 3 - Composition modale de quatres échantillons du granite du Manaslu.

	D 22	U 277	U 464	U 476
Quartz	31	29	30	33
Feldspath K	25	17	25	21
Plagioclase	31	38	34	35
Muscovite	9	12	6	10
Biotite	3,5	2	2	1
Tourmaline	0	0	3	0

Compositions établies à partir (1) de calculs de compositions modales avec les analyses chimiques RT et minéraux (Albarède et Provost, 1977), (2) de compositions au compteur de point au compteur de point et (3) par analyses d'image interactives (Lapique et Champenois, in prep.).

A cette grande homogénéité minéralogique correspond une composition chimique extrêmement constante pour les éléments majeurs (Tableau 4). Ce caractère très constant du chimisme se retrouve dans un diagramme A - B (Fig. 13) de Debon et Le Fort (1982). Les valeurs des

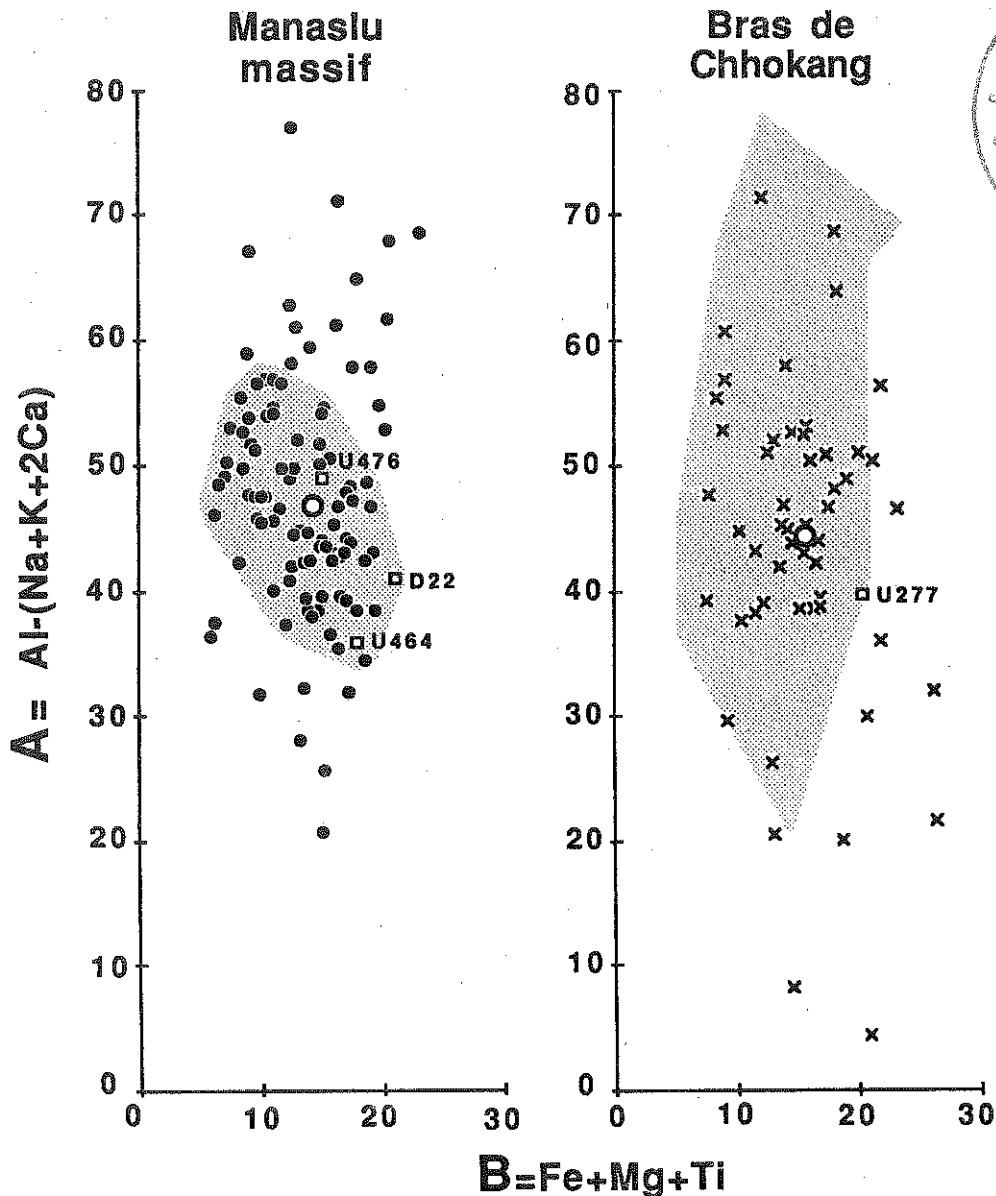


Fig. 13 - Diagramme A-B (Debon et Le Fort, 1984) pour les échantillons du massif du Manaslu (n=188) et du Bras de Chhokang (n=96) illustrant la grande homogénéité chimique du granite. L'échantillonnage recouvre la totalité de l'épaisseur du massif entre 3000 et 6000 m. A représente l'aluminium non feldspathisable et B les minéraux ferro-magnésiens (muscovite $A \approx 500$, $B \approx 0$; tourmaline $A \approx 600$, $B \approx 200$; biotite $B \approx 600-700$, $A \approx 100-150$; quartz et feldspaths $A = 0$, $B = 0$). La zone ombrée dans le massif englobe 86% des échantillons. La zone ombrée dans le bras de Chhokang représente le champ du massif. Les gros cercles représentent les moyennes des deux groupes.

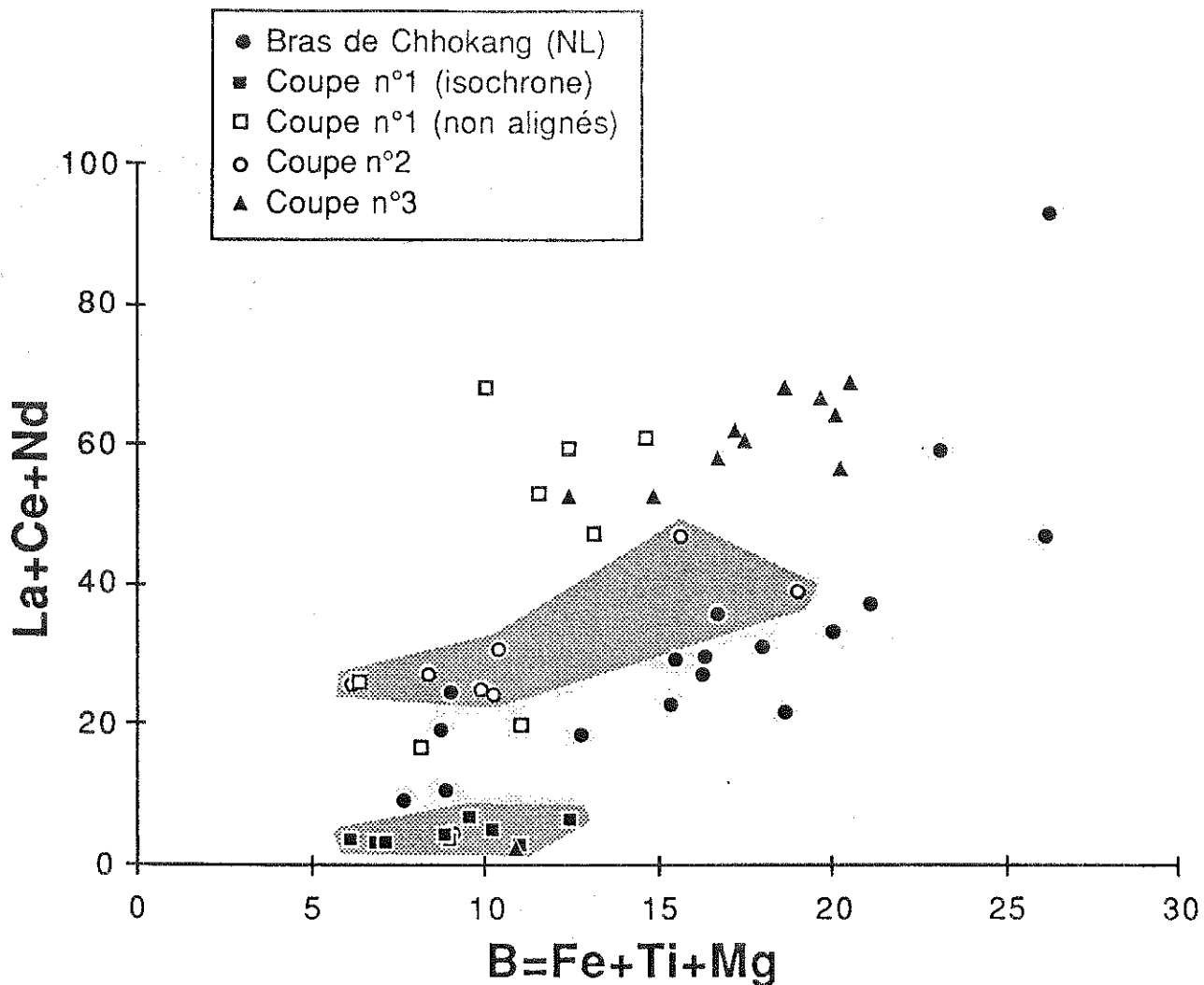


Fig. 14 - Diagramme La+Ce+Nd en fonction de B (Fe+Ti+Mg) pour différentes zones d'échantillonnage du granite (Holtz, 1987). La somme des terres rares légères est contrôlée par l'abondance de la monazite dans le Manaslu (Cuney et al., 1984) qui est elle-même contenue dans la biotite (abondance proportionnelle à B). Les covariations des deux paramètres dans les différents ensembles s'expliquent par le fractionnement de monazite par biotite interposée. Par contre le fait que les divers ensembles, qui ont des Sr_i différents (Deniel, 1985) aient de fortes différences de La+Ce+Nd à B constant indique probablement que le stock de terres rares des divers niveaux sources est variable.

deux paramètres peuvent varier du simple au triple mais plus de 85% des 188 échantillons du massif sont situés dans la zone en grisé. Contrairement aux éléments majeurs, les abondances des éléments en traces sont très variables d'un échantillon à l'autre (Tableaux 4 et 5) spécialement pour le bore, le lithium, le strontium et les terres rares. Ces variations peuvent être sous le contrôle de processus magmatiques, précipitation de monazite pour les terres rares légères et le thorium

(Cuney et al., 1984) ou différenciation (Sr très bas par exemple). Elles peuvent aussi être héritées de la source (Ba/Sr, Cuney et al. 1984 ; terres rares (Fig. 14) (Holtz, 1986) ou bien résulter de circulations tardi à post-magmatiques dans le massif comme le suggère la distribution des terres rares, l'indépendance du Rb et du K ou encore la distribution de B-F-Cl (Cocherie, 1977 ; Le Fort, 1981 ; Vidal et al., 1982).

Tableau 4 - Concentrations des éléments majeurs (% poids) et en traces (ppm) dans le granite du Manaslu. Valeurs moyennes, maxima, minima et concentrations de trois granites du massif et un granite du bras de Chhokang (U277).

	Moyenne	écart type	max	mini	D 22	U 277	U 464	U 476
SiO ₂	73.64	1.18	76.52	63.99	73.5	74.37	74.22	74.4
Al ₂ O ₃	14.87	0.63	20.77	13.42	15.05	14.29	14.56	15.05
Fe ₂ O ₃	0.83	0.2	1.68	0.32	0.99	0.88	0.86	0.73
MnO	0.03	0.01	0.11	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01
CaO	0.11	0.09	0.55		0.25	0.37	0.55	0.46
Na ₂ O	4.05	0.33	5.80	2.55	0.89	0.67	4.2	4.18
K ₂ O	4.56	.43	5.76	3.06	3.68	3.86	4.44	4.46
TiO ₂	0.1	0.07	0.3		0.19	4.33		0.03
P ₂ O ₅	0.1	0.07	0.29					
P.F.	0.84	0.30	2.03	0.22	0.46	0.75	0.82	0.73
					99.89	99.55	99.96	100.27
Ba	213	105	570	<10	453	83	205	172
Sr	76	40	307*	4*	131*	46.9*	54*	44.2*
Rb	286	158	600	25*	251*	304*	377*	446*
Sn	14		21	7.5				21
W	5		12	1				
Mo	0.3		0.9	0.1				0.4
U	9		30	1	4	13	7.6	11.1
Th	6		20	1	6.8	6.4	5.7	5.3
La	11.5	9	55	1	13.7	6.8	9.0	7.7
Ce	19	17	93	1	28.3	15.6	19.2	18
Nd	8	7	37	0.5	14.6	8	8.4	9.1
Sm	2	2	9	0.3	3.33	2	2.1	2
Eu	0.5	0.5	1.7		0.77	0.26	0.35	0.35
Gd	2	1.6	10	0.5	3.4	1.8	1.5	1.7
Dy	2.4	1.9	14	0.5				
Er	1	1.2	10	0.2				
Yb	1	1	9	0.5	0.620	0.7	0.11	0.10
Lu	0.14	0.15	1.3	0.05	0.083	0.105	0.55	0.56
Y	14.5	14.5	116	4.5				

Eléments majeurs, Ba, Sr, Rb, U, Th et Terres rares : Quantométrie (K. GOVINDARAJU, CRPG) sauf * et Terres rares des 4 échantillons : spectrométrie de masse (VIDAL et al., 1982). W, Sn et Mo : absorptiométrie (M. VERNET, CRPG). Moyennes établies sur 201 échantillons du massif pour les éléments majeurs et Rb, Sr ; sur 8 échantillons pour Sn, W, Mo ; sur 138 échantillons du massif et du Bras de Chhokang pour U et Th et sur 65 échantillons du massif et du bras de Chhokang pour les Terres Rares.

Tableau 5 - Concentrations en bore, lithium, fluor et chlore de quelques échantillons du granite du Manaslu.

Echantillons	B ppm	Li ppm	F %	Cl ppm	S ppm	FeO %
D 8	<50		0.052	80		
D 14		40				
D 16	60	76	0.061	14		
D 21		53				
D 22	120	147	0.066	<20		
D 28		81				
D 37	<50		0.1	44		0.54
D 65	<50		0.098	<10		
DK 28	951	9	0.03		58	
DK 43	100	187	0.065	35		
DK 45	43*	422	0.21	37	42	0.59
DK 50		81				
DK 51		152				
DK 55a		181				
DK 157	34	242	0.11	<20	52	
DK 195	77	120	0.056	57	47	
DK 200		117	0.065	150		
DK 209		120				
U 172	820					
U 277	<50		0.094	22		
U 303	<50		0.13	12		
U 315			0.099	52		
U 318	<50	135	0.12	12		
U 330	820		0.11	10		
U 462	<50	302	0.2	14		
U 464	390	271	0.12	18		
U 476	13*	264	0.14	23	83	0.50
U 482	<50	207	0.14	24		
U 697	605*	165				
U 743				63		
U 884			0.06	46		
T 17	160	234	0.097	18		
X 10		298	0.13	29		
X 12	117*	238	0.13	<20	47	0.50
X51		99	0.08	115		
X 54			0.1	31		
X 77	300*	189	0.098	50	77	0.49

B : absorptiométrie de Bore-Acide carminique ; Li : absorption atomique ; F : potentiométrie ; Cl : absorptiométrie du ferrithiocyanate ; FeO : volumétrie (M. VERNET, CRPG). * : Prompt gamma activation (G. VIVIER, Grenoble).

Compositions chimiques des biotites et des muscovites du Manaslu

Les biotites d'une vingtaine d'échantillons du massif et du bras de Chhokang ont été analysées sur fractions séparées ou bien à la microsonde électronique. Ces analyses (Tableaux 6 et 7) comprennent pour certains échantillons les dosages de Fe^{2+} , Fe^{3+} ainsi que Li. En première analyse, les compositions chimiques sont très constantes et traduisent une forte teneur en fer ($m=24,8\%$) et en aluminium ($m=20,3\%$), un rapport Fe^{2+}/Fe_{total} élevé autour de 0,85, une teneur en H_2O^+ de 3 à 4% (Tableau 18, chap. 4) et une forte teneur en lithium (1500 à 5000 ppm).

Dans la projection M^{2+} -Al-Si du tétraèdre de Monier et Robert (1986) (Fig. 15) les biotites sont bien regroupées sur le joint

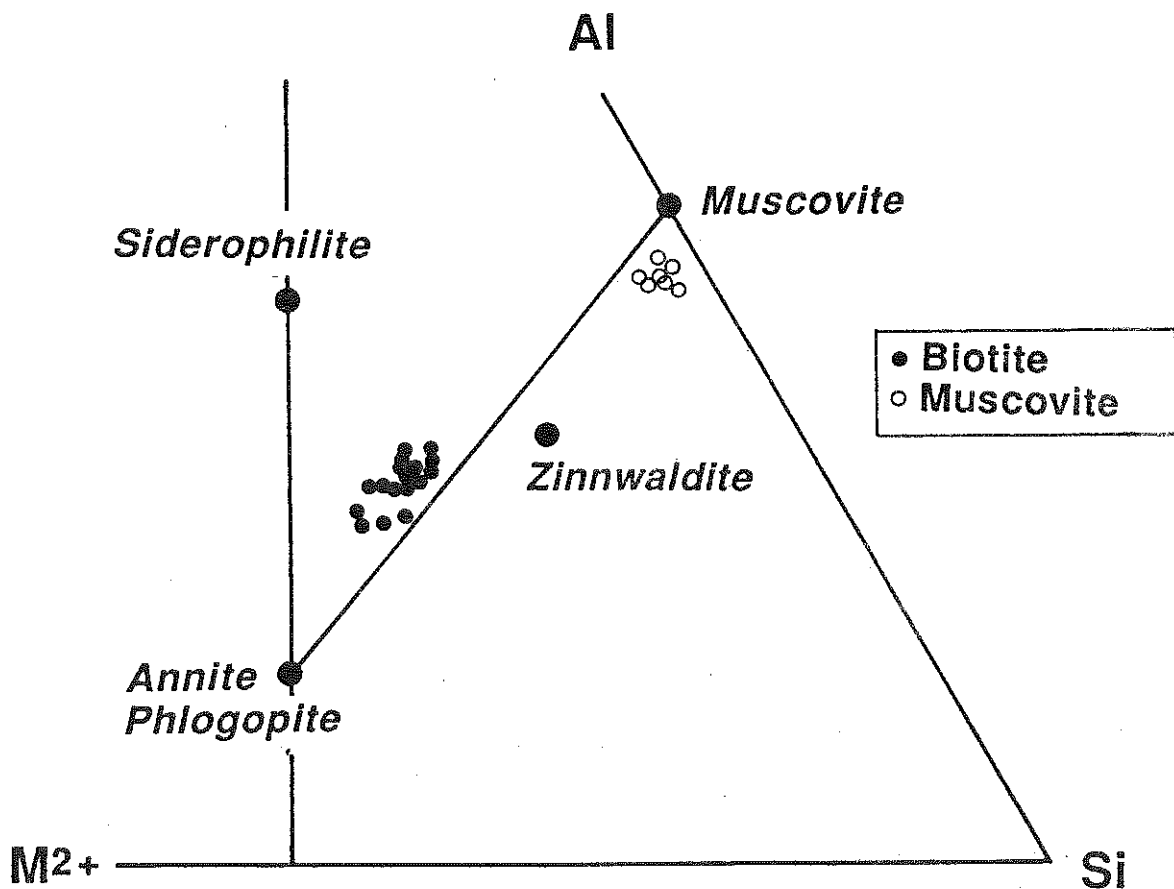


Fig. 15 - Compositions chimiques des biotites et des muscovites du Manaslu (Tableaux 6 et 7) dans la projection Al-Si- M^{2+} du tétraèdre de Monier et Robert (1986). Voir texte.

annite-phlogopite à muscovite. Ceci traduit d'une part une composition très alumineuse déjà mentionnée, et d'autre part d'importantes lacunes du site octaédrique (Tableau 7). En réalité cette lacune est en partie liée à la forte teneur en Li. Dans la projection Li-M²⁺-Al du même tétraèdre (Fig. 16) les cinq échantillons analysés sont disposés selon la tendance décrite par Monier (1987) et Monier et Robert (1986) pour les leucogranites du Massif Central. Cette tendance est interprétée en terme de différenciation magmatique; dans un premier temps, les compositions s'enrichissent en Al depuis le pôle annite-phlogopite vers des compositions dioctaédriques puis, dans un deuxième temps, les

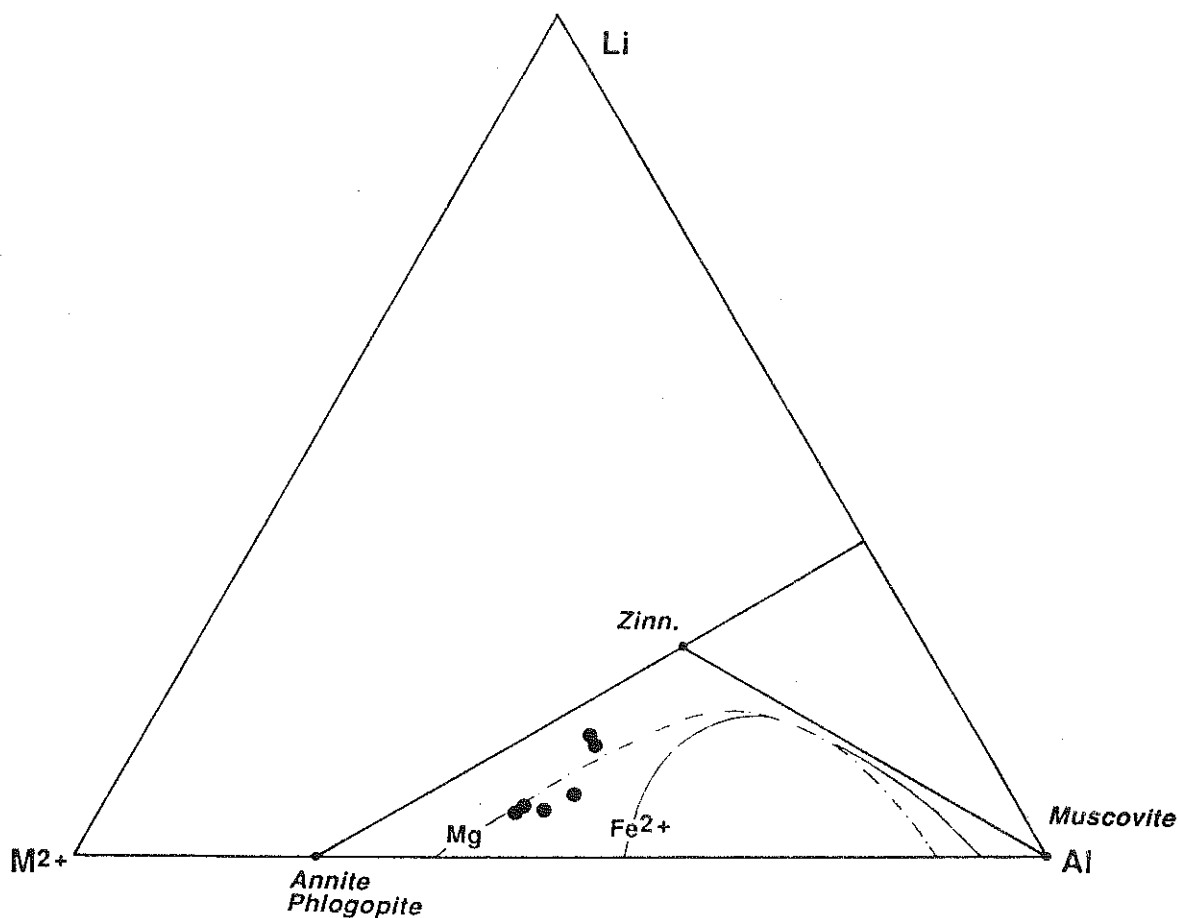


Fig. 16 - Compositions chimiques des biotites du Manaslu dans la projection Li-Al-M²⁺ du tétraèdre de Monier et Robert (1986). Les compositions chimiques des biotites évoluent selon la tendance de différenciation magmatique des leucogranites du Massif Central. Au cours de la différenciation, les biotites tendent à s'enrichir en Al. Le brusque enrichissement en lithium est dû à une lacune de miscibilité entre biotite et muscovite mise en évidence expérimentalement dans les systèmes Fe²⁺ et Mg (Monier, 1987).

compositions s'enrichissent en Li à cause d'une lacune de miscibilité mise en évidence expérimentalement (Monier et Robert, 1986). On retrouve cette tendance de manière beaucoup moins nette dans le diagramme $M^{2+}-Al-Si$, (Fig. 15) où les biotites les plus enrichies en Li sont les plus alumineuses.

Dans un diagramme Al en coordinance octaédrique en fonction de XFe ($Fe_{tot}/Fe_{tot}+Mg$) (Fig. 17) l'augmentation de Al^{VI} , qui est liée à l'augmentation d' Al_{tot} , s'accompagne d'une augmentation sensible de XFe. Classiquement les biotites les plus stables ont les compositions les plus magnésiennes (e.g. Wones et Eugster, 1965) et leur fractionnement tend à appauvrir le magma en Mg relativement au Fe. L'évolution observée de XFe des biotites du Manaslu pourrait donc également résulter d'une différenciation magmatique puisque les termes les plus riches en Al^{VI} ont les valeurs de XFe les plus élevées.

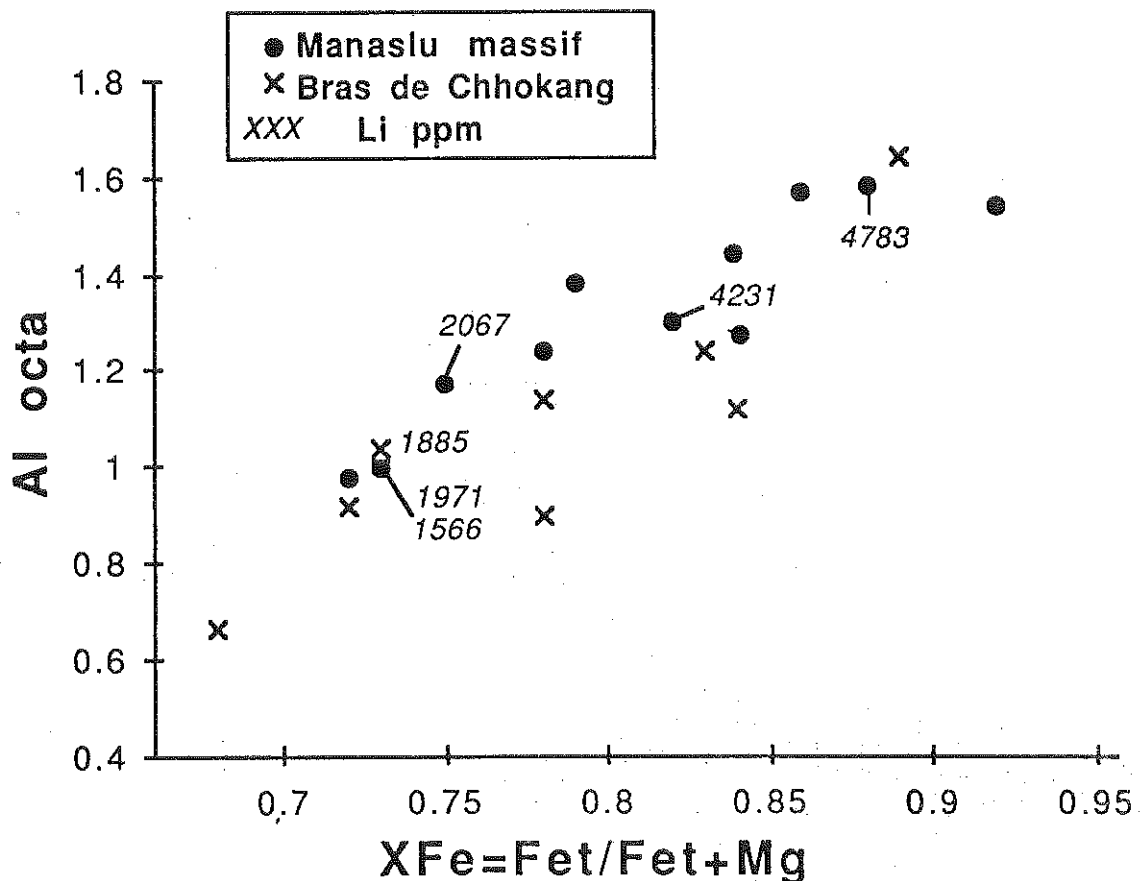


Fig. 17 - Diagramme Al en coordinance octaédrique en fonction de XFe pour les biotites du Manaslu et du Bras de Chhokang. L'augmentation des deux paramètres correspond également à une augmentation des teneurs en lithium des biotites. Cette tendance implique que les échantillons du granite correspondent à divers stades de différenciation de magmas ayant des compositions initiales similaires.

L'interprétation de ces tendances en terme de différenciation magmatique du Manaslu s'oppose à l'hétérogénéité des données isotopiques Sr,Nd,Pb qui montrent que le Manaslu est une somme d'unités magmatiques indépendantes (Deniel et al., 1987) et donc que les échantillons ne sont pas comagmatiques. Il faut donc envisager que les différents échantillons analysés correspondent à des stades de différenciation divers de magmas leucogranitiques indépendants mais ayant approximativement les mêmes caractéristiques initiales.

Pichavant et al.(1987) ont montré sur l'évolution géochimique des verres de Macusani que la différenciation de magma peralumineux s'accompagne entre autre (1) d'une augmentation de la teneur en volatils (B, Li, F), en Al et Na; (2) d'une diminution des teneurs en Sr et Ba. Certains de ces caractères se retrouvent dans les échantillons du Manaslu :

- avec l'augmentation de XFe des biotites, les teneurs en Sr de la roche totale diminuent (Fig. 18) et les teneurs en Li augmentent ;

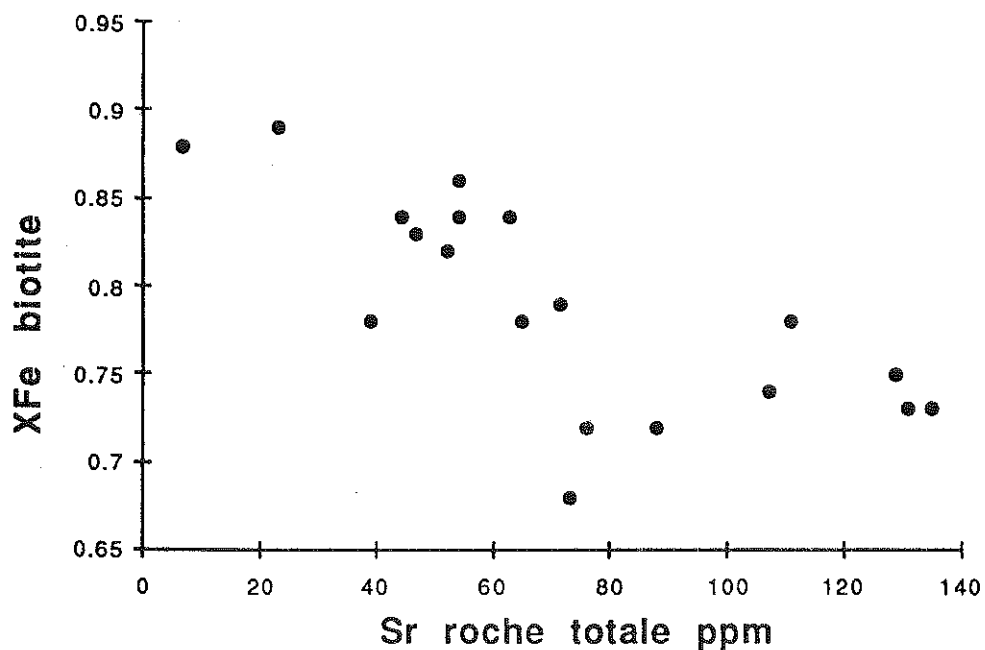


Fig. 18 - Diagramme XFe des biotites du granite en fonction de la teneur en Sr des roches totales. la teneur en Sr tend à diminuer pour les échantillons ayant un XFe biotite élevé. Cette tendance confirme l'interprétation de la différenciation magmatique, le Sr étant appauvri dans les termes très différenciés.

- statistiquement les échantillons ayant des biotites à XFe élevés contiennent de la tourmaline et sont donc riches en bore (Le Fort et al., 1987, Fig.8) ;

- l'augmentation de Al dans les biotites correspond à une augmentation de l'activité de l'Al du magma.

L'évolution observée sur les biotites du Manaslu apparaît donc assez compatible avec des échantillons provenant de divers stades de différenciations de magmas assez similaires au départ. Il faut cependant souligner que la gamme de variation étudiée est très faible par rapport à celle présentée pour les leucogranites hercyniens par Monier (1987) et ne représente donc que de faibles différences d'évolution magmatique.

Comparées aux biotites de la Formation I (Tableaux 8 et 9) les biotites du Manaslu apparaissent enrichies en Al en surtout en Fe par rapport au magnésium (Fig. 19). Ce type d'évolution est bien connu et s'explique par la plus grande stabilité des biotites magnésiennes par rapport aux biotites ferrifères déjà mentionnée. Lors de la fusion

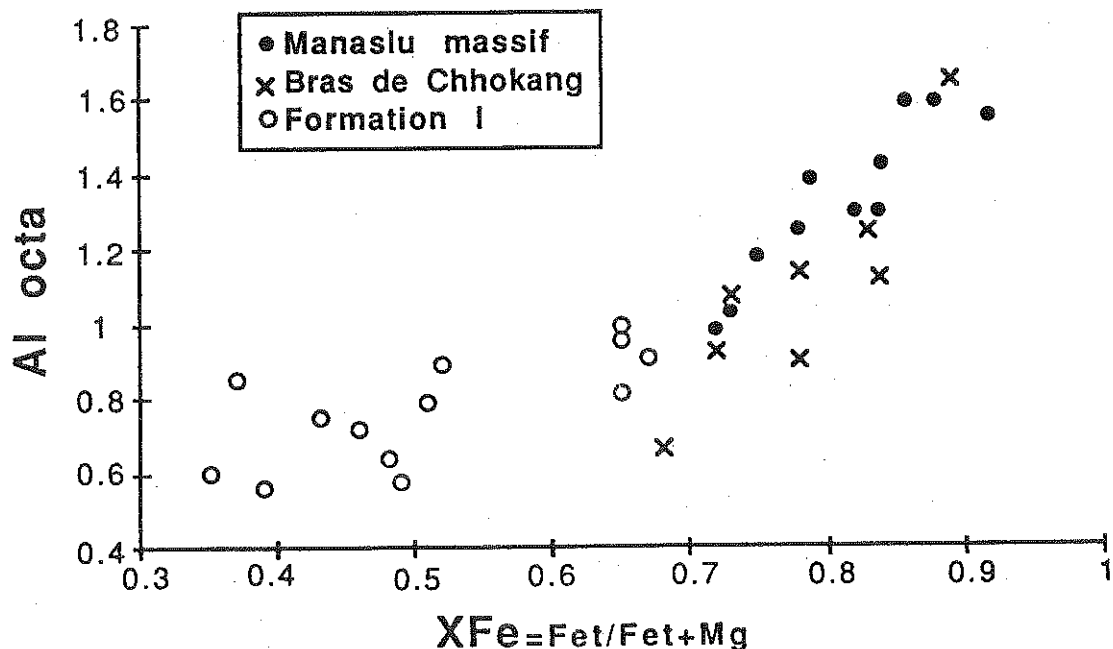


Fig. 19 - Diagramme Al^{VI} en fonction de XFe pour les biotites du granite comparées à celles de la Formation I. les biotites du granite marquent un net enrichissement en fer et en aluminium tout-à-fait cohérent avec le processus de genèse proposé pour le granite.

Tableau 6 - Analyses chimiques des biotites du granite du Manaslu.

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	FeO total	FeO	Fe ₂ O ₃	Lippm
D 14*	35.76	19.67		0.19	5.18	t	0.12	9.43	2.73	t			23.95			
D 22*	35.61	19.79		0.26	4.82	t	0.09	9.38	2.6	t			23.45			1566
D 65	36.07	20.13	24.56	0.32	4.25	t	t	8.66	2.2	t	3.72	99.91		18.78	3.69	2067
DK 46	35.22	22.61	27.1	0.57	1.94	t	0.13	8.38	0.96	0.03	2.01	98.95				4783
DK 59	35.49	20.69	25.97	0.4	3.64	t	0.04	8.18	1.87	0.07	3.52	99.87		19.43	4.38	
DK 127	34.28	20.58	27.45	0.7	1.19	t	t	8.61	1.02	0.02	3.4	97.25				
DK 157	35.91	20.84	25.61	0.38	3.46	t	0.17	8.29	2.01	t	3.14	99.81				
DK 195	35.42	19.49	26.43	0.33	4.84	t	0.21	8.32	2.52	t	2.63	100.19				1971
NL 210*	35.12	19.12		0.83	3.77	t	0.04	9.13	2.84	t			23.73	18.48	5.83	
NL 234	36.02	18.61	25.48	0.55	4.65	t	0.14	8.53	2.34	t	2.51	98.83				1885
U 277*	35.62	20.46		0.66	2.98	t	0.04	9.27	1.56	t			25.59			
U 315*	34.8	20.12		0.68	2.75	t	0.18	9.45	1.81	t			25.14	21.92	3.58	
U 464*	36.81	20.66		0.57	2.01	t	0.06	6.11	2.87	t			22.16			
U 476*	36.34	20.63		0.54	2.52	0.01	0.06	9.22	2.34	t			23.27	20.32	3.28	
U 697*	36.89	22.01		0.63	1.47	t	0.09	9.23	2.28	t			22.24			
U 743*	35.11	20.05		0.27	3.85	t	0.04	9.68	2.39	t			23.89			
U 884	36.14	18.6	25.8	0.36	5.11	t	t	8.28	2.89	t	2.89	100.07		20.55	2.96	
U 888*	35.03	19.23		0.28	6.46	t	0.28	9.07	1.88	t			24.02	15.26	9.73	
X 12	34.38	21.21	25.93	0.53	2.89	0.06	0.28	6.78	2.09	0.02	4.6	98.77		20.11	3.58	4231
X 77	35.28	21.82	25.06	0.67	2.38	t	0.1	8.51	2.02	0.05	3.58	99.47		19.18	3.75	

analyses au quantomètre sur fractions séparées (K. Govindaraju, CRPG) sauf * : analyses microsondes. Dosages FeO par volumétrie (M. Vernet, CRPG).

Tableau 7 - Formules structurales des biotites du granite du Manaslu calculées sur la base de 22 O.

Echantillon	Si	Al IV	Al VI	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mg	Ti	Mn	Li	Σ Octa	K	Na	XFe
D 14	5.45	2.55	0.98	3.05		1.18	0.31	0.02		5.54	1.83	0.04	0.72
D 22	5.46	2.54	1.04	3.01		1.1	0.3	0.03	0.41	5.78	1.83	0.03	0.73
D 65	5.53	2.47	1.17	2.41	0.43	0.97	0.25	0.04	0.55	5.69	1.69	0	0.75
DK 46	5.45	2.55	1.58	3.16		0.45	0.11	0.07	1.27	6.34	1.66	0.04	0.88
DK 59	5.48	2.52	1.24	2.51	0.51	0.84	0.22	0.05		5.37	1.61	0.01	0.78
DK 127	5.59	2.41	1.54	3.37		0.29	0.13	0.1		5.43	1.79	0	0.92
DK 157	5.57	2.43	1.38	2.99		0.8	0.23	0.05		5.45	1.64	0.05	0.79
DK 195	5.47	2.53	1.02	3.07		1.11	0.29	0.04	0.52	5.94	1.64	0.06	0.73
NL 210	5.42	2.58	0.9	2.39	0.68	0.87	0.33	0.11		5.28	1.8	0.01	0.78
NL 234	5.62	2.38	1.04	2.99		1.08	0.27	0.07	0.51	5.85	1.7	0.04	0.73
U 277	5.51	2.49	1.24	3.31		0.69	0.18	0.09		5.51	1.83	0.01	0.83
U 315	5.42	2.58	1.12	2.86	0.42	0.64	0.21	0.09		5.34	1.88	0.05	0.84
U 464	5.77	2.23	1.58	2.9		0.47	0.34	0.08		5.37	1.22	0.02	0.86
U 476	5.57	2.43	1.3	2.6	0.38	0.58	0.27	0.07		5.2	1.8	0.02	0.84
U 697	5.66	2.34	1.64	2.85		0.34	0.26	0.08		5.17	1.81	0.03	0.89
U 743	5.46	2.54	1.14	3.11		0.89	0.28	0.04		5.46	1.92	0.01	0.78
U 884	5.55	2.45	0.92	2.64	0.34	1.17	0.33	0.05		5.45	1.62	0	0.72
U 888	5.26	2.74	0.66	1.92	1.1	1.45	0.21	0.04		5.38	1.74	0.08	0.68
X 12	5.38	2.62	1.3	2.63	0.42	0.67	0.25	0.07	1.13	6.21	1.35	0.08	0.82
X 77	5.46	2.54	1.44	2.48	0.44	0.55	0.24	0.09		5.24	1.68	0.03	0.84

Tableau 8 - Analyses chimiques des biotites de la Formation I.

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅ P.F.	Total	FeO	Fe ₂ O ₃	
Gneiss														
BE 106	36.81	18.83	19.2	0.23	11.2	t	0.19	9.05	2.55	t	1.83	99.89	15.28	2.22
BE 114	36.57	18.21	15.72	0.04	14.76	t	0.69	7.95	1.73	t	3.72	99.39	11.69	2.73
DK 402	35.62	18.95	23.82	0.26	5.97	t	0.2	8.87	3.37	t	1.57	98.63	20.49	1.05
M 114	36.82	18.86	18.29	0.11	12.44	t	0.1	8.31	1.75	t	2.41	99.09	14.01	2.72
M 201	34.28	19.36	24.2	0.14	6.47	t	0.09	8.8	3.81	t	1.77	98.92	20.9	0.97
NA 28	35.98	19.28	20.81	0.04	9.81	t	0.53	8.13	2.03	t	2.23	98.84	18.17	0.62
NL 58	37.98	17.3	16.92	0.3	13.64	0.95	0.15	8.85	2.42	t	1.81	100.32	13.6	1.81
NL 59	35.62	19.16	20.44	0.23	10.03	t	0.13	8.49	2.5	0.01	2.14	98.75	16.36	2.26
NL 124	35.38	19.4	23.65	0.21	6.37	t	0.11	8.38	3.19	t	2.17	98.86	20.27	1.12
NL 136	36.43	19.51	23.18	0.29	6.25	t	0.14	8.81	3.22	t	1.64	99.47	19.5	1.51
NL 413	34.91	19.01	19.91	0.07	10.83	t	0.25	8.68	2.78	t	2.67	99.11	14.54	3.75
NL 506	38.27	19.06	15.68		13.44	t	0.17	9.33	1.36	t	4.04	101.35	12.38	1.92
U 48	36.9	17.47	19.73	0.5	10.51	0.28	0.09	8.83	3.01	0.06	2.36	99.74	14.31	3.83
Quartz d'exsudation														
NL 25	38.27	20.03	18.31	0.1	10.56	t	0.37	8.23	1.82	t	2.09	99.78	15.2	1.42
NL 123	36	20.51	25.36	0.24	5.99	t	0.19	6.53	3.01	t	1.99	99.82	20.33	2.77
NL 608	34.53	18.21	24.36	0.14	6.87	t	0.22	8.86	2.67	0.56	2.53	98.95	20.37	1.72

analyses au quantomètre sur fractions séparées (K. Govindaraju, CRPG). Dosages FeO par voie humide (M. Vernet, CRPG).

Tableau 9 - Formules structurales des biotites de la Formation I calculées sur la base de 22 O.

Echantillon	Si	Al IV	Al VI	Fe 2+	Fe 3+	Mg	Ti	Mn	Σ Octa	K	Na	XFe
BE 106	5.44	2.56	0.72	1.89	0.25	2.47	0.28	0.03	5.64	1.71	0.05	0.46
BE 114	5.42	2.58	0.6	1.45	0.3	3.26	0.19	0.01	5.81	1.5	0.2	0.35
DK 402	5.48	2.52	0.91	2.63	0.12	1.37	0.39	0.03	5.45	1.74	0.06	0.67
M 114	5.46	2.54	0.75	1.74	0.3	2.75	0.2	0.01	5.75	1.57	0.03	0.43
M 201	5.29	2.71	0.81	2.7	0.11	1.49	0.44	0.02	5.57	1.73	0.03	0.65
NA 28	5.45	2.55	0.89	2.3	0.07	2.21	0.23	0.01	5.71	1.57	0.16	0.52
NL 58	5.57	2.43	0.56	1.67	0.2	2.98	0.27	0.04	5.72	1.66	0.04	0.39
NL 59	5.38	2.62	0.79	2.06	0.26	2.26	0.28	0.03	5.68	1.63	0.04	0.51
NL 124	5.44	2.56	0.95	2.6	0.13	1.46	0.37	0.03	5.54	1.64	0.03	0.65
NL 136	5.51	2.49	0.99	2.47	0.17	1.41	0.37	0.04	5.45	1.7	0.04	0.65
NL 413	5.26	2.74	0.64	1.83	0.43	2.43	0.32	0.01	5.66	1.67	0.07	0.48
NL 506	5.58	2.42	0.85	1.51	0.21	2.92	0.15	0	5.64	1.73	0.05	0.37
U 48	5.51	2.49	0.58	1.79	0.43	2.34	0.34	0.06	5.54	1.68	0.03	0.49
NL 25	5.6	2.4	1.05	1.86	0.16	2.3	0.2	0.01	5.58	1.54	0.1	0.47
NL 123	5.41	2.59	1.04	2.55	0.31	1.34	0.34	0.03	5.61	1.25	0.06	0.68
NL 608	5.41	2.59	0.77	2.67	0.2	1.6	0.31	0.02	5.57	1.77	0.07	0.64

Tableau 10 - Analyses chimiques des muscovites du granite du Manaslu.

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	FeO _{total}	FeO	Fe ₂ O ₃
D 22	46.62	35.63	1.15	0.02	0.5	t	0.08	10.35	0.64	t	5.08	100.07		1.11	-0.08
D 65	46.27	35.2	1.34	0.03	0.65	t	0.97	10.25	0.69	t	4.98	100.38		1.17	0.04
DK 157	45.75	33.1	2.76	0.04	1.01	t	0.61	10.17	0.57	t	5.48	99.49			
DK 195	46.65	32.95	1.83	0.02	0.75	t	0.81	9.9	0.59	t	5.25	98.75			
NL 234	47.18	33.63	2.36	0.05	0.79	t	0.54	10.11	0.53	t	4.75	99.94			
NL 267	48.13	33.06	3.1	0.17	0.45	t	0.16	9.95	0.26	t	4.89	100.17		1.96	0.92
U 277	46.94	33.98	2.51	0.05	0.45	t	0.58	9.98	0.35	t	4.84	99.68		1.3	1.07
U 464*	46.93	33.59		0.04	0.83	0.02	0.35	10.5	0.67	t			3.12		
U 476*	46.14	33.49		0.08	0.83	t	0.35	10.32	0.71	t			3.11		
U 697	46.02	33.79	3.35	0.07	0.47	t	0.51	10.36	0.54	t	4.8	99.91			
U 743	46.24	34.74	2.2	0.03	0.4	t	0.63	10.17	0.57	t	5.44	100.42			
U 884	48.48	32.68	2.35	0.03	0.7	t	0.58	9.79	0.81	t	4.78	100.2		1.14	1.08

analyses au quantomètre sur fraction séparées (K. Govindaraju, CRPG) sauf * : analyses microsondes. Dosages FeO par volumétrie (M. Vernet, CRPG).

Tableau 11 - Formules structurales des muscovite du granite du Manaslu calculées sur la base de 22 O.

Echantillon	Si	Al tet	Al octa	Fe 2+	Fe 3+	Mg	Ti	Mn	Σ Octa	K	Na	XFe
D 22	6.2	1.8	3.78	0.12	-0.01	0.1	0.06		4.05	1.76	0.02	0.52
D 65	6.16	1.84	3.68	0.13	0	0.13	0.07		4.01	1.74	0.25	0.5
DK 157	6.23	1.77	3.54	0.28	0	0.2	0.06		4.08	1.77	0.16	0.58
DK 195	6.33	1.67	3.6	0.19	0	0.15	0.06		4	1.71	0.21	0.56
NL 234	6.31	1.69	3.61	0.24	0	0.16	0.05	0.01	4.07	1.72	0.14	0.6
NL 267	6.41	1.59	3.6	0.22	0.09	0.09	0.03	0.02	4.05	1.69	0.04	0.78
U 277	6.28	1.72	3.64	0.15	0.11	0.09	0.04	0.01	4.04	1.7	0.15	0.74
U 464	6.25	1.75	3.52	0.35	0	0.16	0.07		4.1	1.78	0.09	0.69
U 476	6.21	1.79	3.52	0.35	0	0.17	0.07	0.01	4.12	1.77	0.09	0.67
U 697	6.21	1.79	3.59	0.34	0	0.09	0.05	0.01	4.08	1.78	0.13	0.79
U 743	6.2	1.8	3.69	0.22	0	0.08	0.06		4.05	1.74	0.16	0.73
U 884	6.43	1.57	3.53	0.13	0.11	0.14	0.08		3.99	1.66	0.15	0.63

partielle, les liquides s'enrichissent préférentiellement en Fe et les biotites restitiques évoluent vers des compositions de plus en plus magnésiennes (e.g. Thomson, 1982 ; Holtz, 1986). L'enrichissement en Al des biotites du Manaslu est certainement lié à la forte activité de l'Al dans les magmas peralumineux.

Les muscovites du granite du Manaslu (Tableaux 10 et 11) ont des compositions extrêmement homogènes (Fig. 15). Il faut relever des teneurs en Fe et Mg non négligeables ($Fe = 0,12$ à $0,35$; $Mg \approx 0,1$) et une teneur en Ti très constante ($Ti \approx 0,05$). Les teneurs élevées en Fe et Mg sont caractéristiques des muscovites primaires dans les leucogranites (Monier, 1987) et la stabilité du Ti indique une faible évolution des teneurs en Ti des différents magmas. Nous ne disposons pas d'analyses du Li dans les muscovites mais Monier et Robert (1986) indiquent une augmentation du Li parallèle dans les muscovites et les biotites. Les muscovites du Manaslu auraient donc des teneurs du même ordre de grandeur que celles des biotites. Cette hypothèse est soutenue par les teneurs en Li roche totale (50 à 400 ppm), trop importantes pour être seulement contrôlées par les biotites.

Compositions Isotopiques du Sr comparées du granite du Manaslu, de la Dalle du Tibet et du Moyen Pays

Sur la Fig. 20 ont été reportées les analyses isotopiques Rb-Sr des échantillons du granite du Manaslu du massif, du Bras de Chhokang, des gneiss des FI, FII et FIII et du Moyen Pays. Ces analyses sont tirées de Vidal et al. (1982), Deniel et al. (1986, 1987), Le Fort et al. (1986a) pour le granite et la Dalle du Tibet et, pour le Moyen Pays, de Deniel (1985) et Vidal (communication personnelle, Tableau 2). Dans ce diagramme ont été reportées les gammes de variation des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ calculés à 20Ma de manière à pouvoir les comparer avec les rapports initiaux c. Sr du granite. Le champ de la Formation I est le seul à recouvrir celui du granite du massif. Le champ du bras de Chhokang est plus large que celui du massif mais, à l'exception de deux

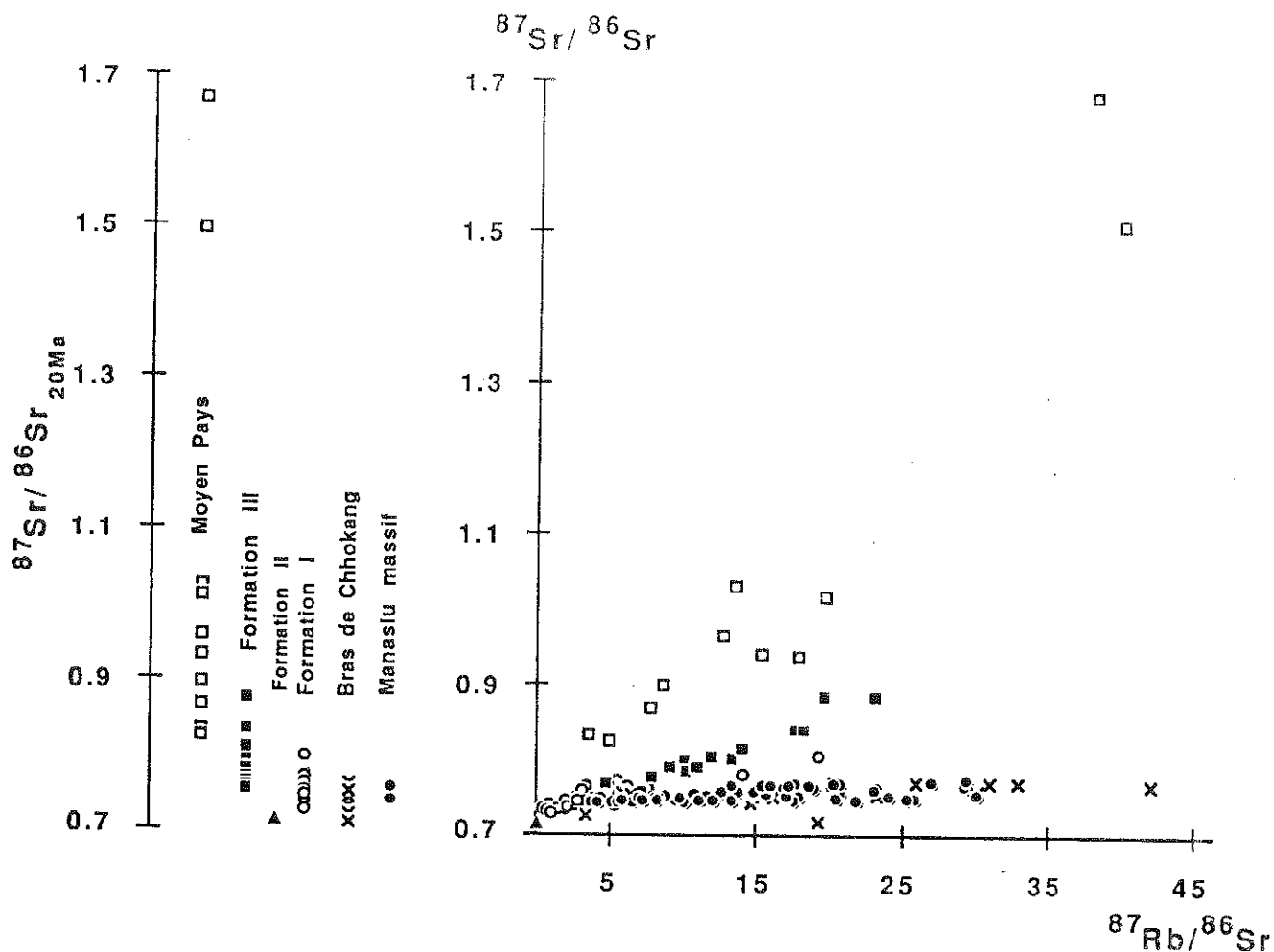


Fig. 20 - Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour le granite et la Dalle du Tibet (Vidal et al., 1982; Deniel et al., 1986 et 1987) ainsi que pour les Formations du Moyen Pays (Tableau 2). Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculés à 20 Ma permettent de comparer les rapports initiaux du granite avec les compositions isotopiques des autres formations au moment de la fusion. Dans l'environnement du Manaslu, seule la Formation I apparaît compatible avec le granite (voir aussi Fig. 21 et 22).

échantillons, il est complètement recouvert par celui de la Formation I. La Formation I apparaît donc comme le seul candidat possible pour produire le granite. Les Formations du Moyen Pays dont la fusion semblait plus probable que celle de la FI dans les modèles thermiques du MCT de Molnar et al. (1983), ont des rapports supérieurs à 0,86 et sont donc clairement incompatibles avec le granite du Manaslu. Il en va de même pour les gneiss de la Formation III.

La comparaison plus détaillée des gammes de variation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculé pour 20 Ma de la Formation I et du granite (Fig. 21 et 22) montre que le granite ne constitue pas un échantillonnage

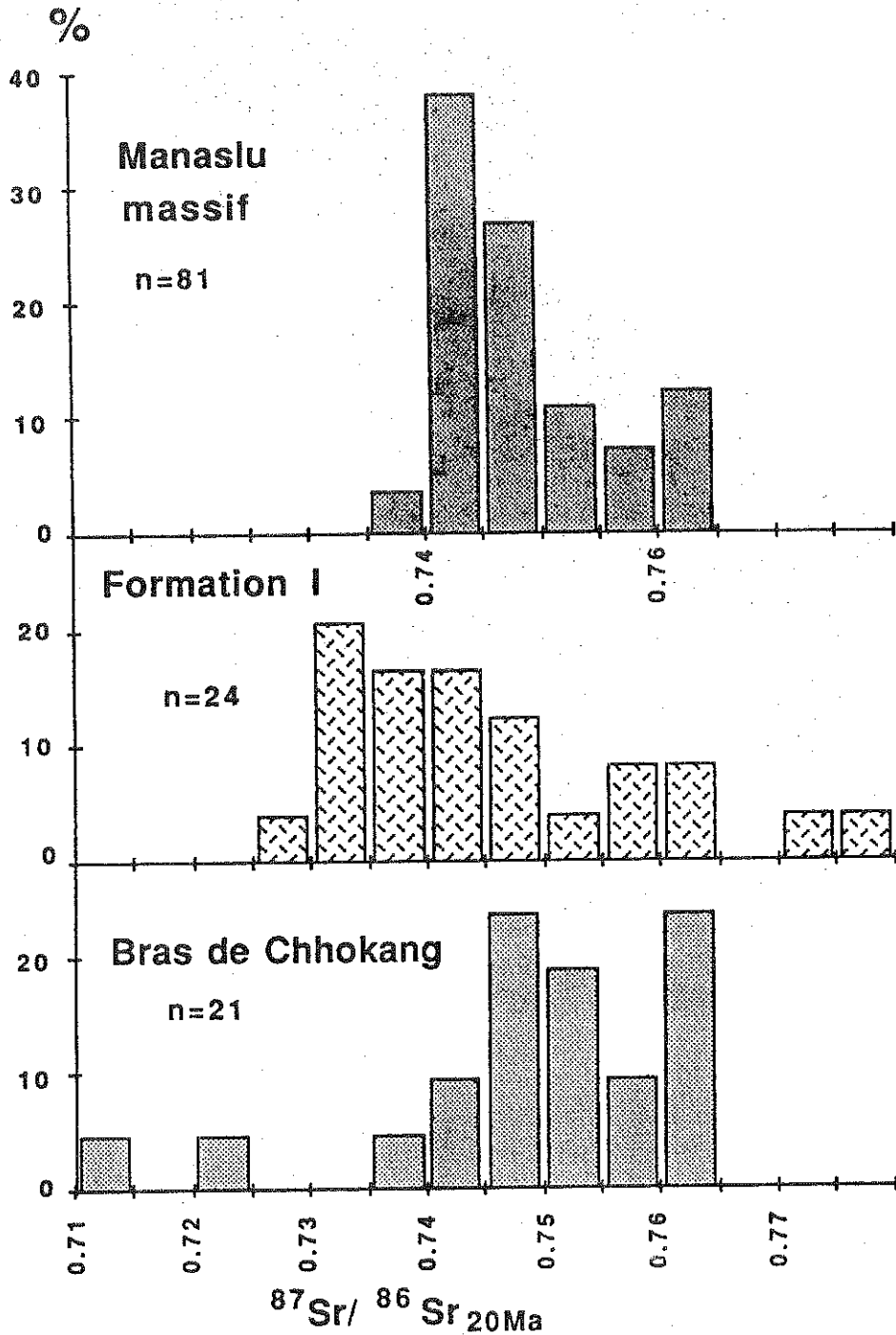


Fig. 21 - Histogrammes des valeurs de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20\text{Ma}}$ du massif, du Bras de Chhokang et de la Formation I (n: effectif de chaque classe, données : Vidal et al., 1982 ; Deniel et al., 1986 et 1987). la gamme de la Formation I n'est pas totalement représentée dans le massif. Cette différence peut s'expliquer soit par une différence de composition isotopique de la Formation I avec la formation ayant effectivement produit le granite soit certains niveaux lithologiques de la Formation I ne participent pas à la fusion. Deux échantillons du Bras de Chhokang ont des compositions incompatibles avec celles de la Formation I ; elles pourraient s'expliquer par une contribution de la Formation II qui a des compositions plus basses.

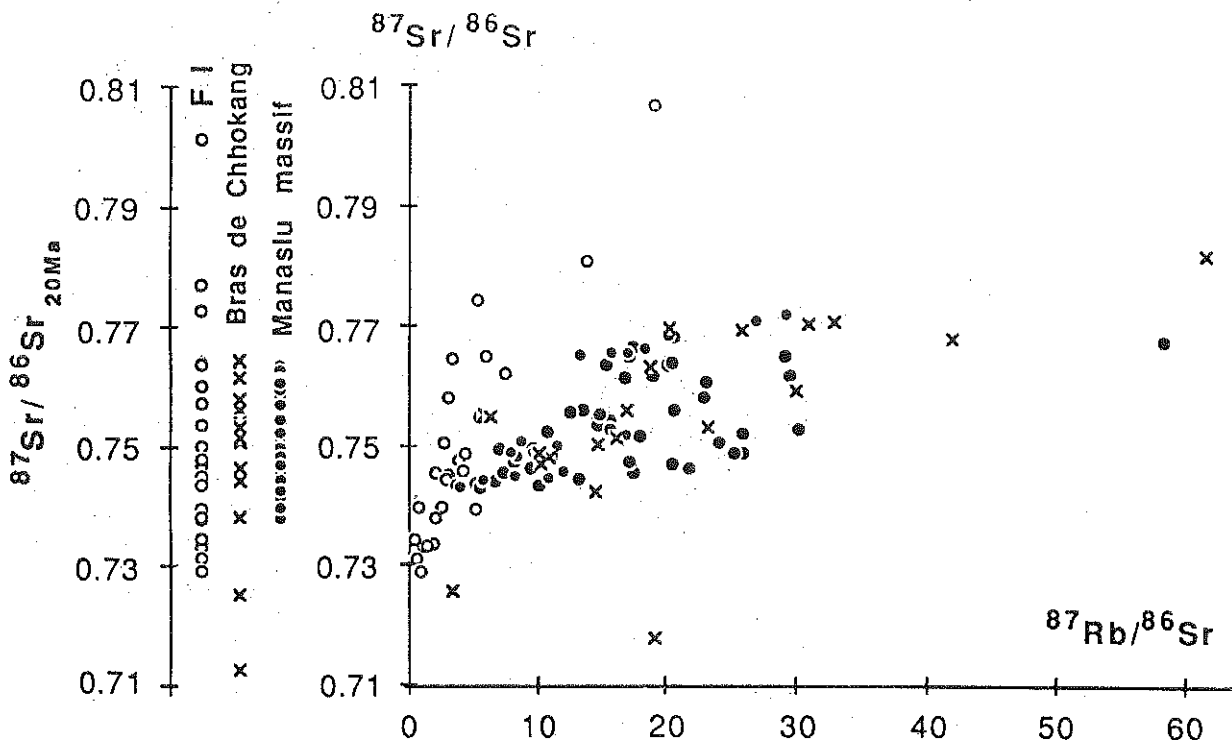


Fig. 22 - Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour le granite et la Formation I. Ce diagramme montre la limite inférieure très nette de Sr, du granite vers 0,74.

représentatif de la Formation I. En effet 40% des échantillons de la Formation I ont des rapports inférieurs à 0,740 alors que dans le massif les rapports sont brutalement limités à $\approx 0,740$ (Fig. 21 et 22). Il est difficile d'envisager un problème d'échantillonnage dans le granite étant donné le grand nombre d'échantillons analysés ($n=81$) et leur dispersion géographique (Deniel, 1985). Deux hypothèses apparaissent dès lors plausibles :

- la Formation I qui est étudiée n'est pas rigoureusement équivalente à la formation qui a produit le granite. Il faudrait donc envisager des variations latérales (Nord-Sud) de composition isotopique de la Formation I. La grande régularité Est-Ouest de la Formation I n'est pas forcément extrapolable aux niveaux situés plus au Nord sous le massif ;
- certains niveaux de la Formation I ne participent pas à la fusion pour des raisons lithologiques. Il est connu que dans les formations migmatitiques, certains niveaux de leptynites ne sont absolument pas

mobilisés (Weber et Barbey, 1986). Au Népal central, les niveaux les plus riches en quartz de la Formation I ont effectivement les rapports $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20\text{Ma}}$ les plus bas de la Formation I (Fig. 23). Cependant cette corrélation est assez floue et n'explique pas la limite inférieure très tranchée des compositions isotopiques de Sr que l'on retrouve dans le granite.

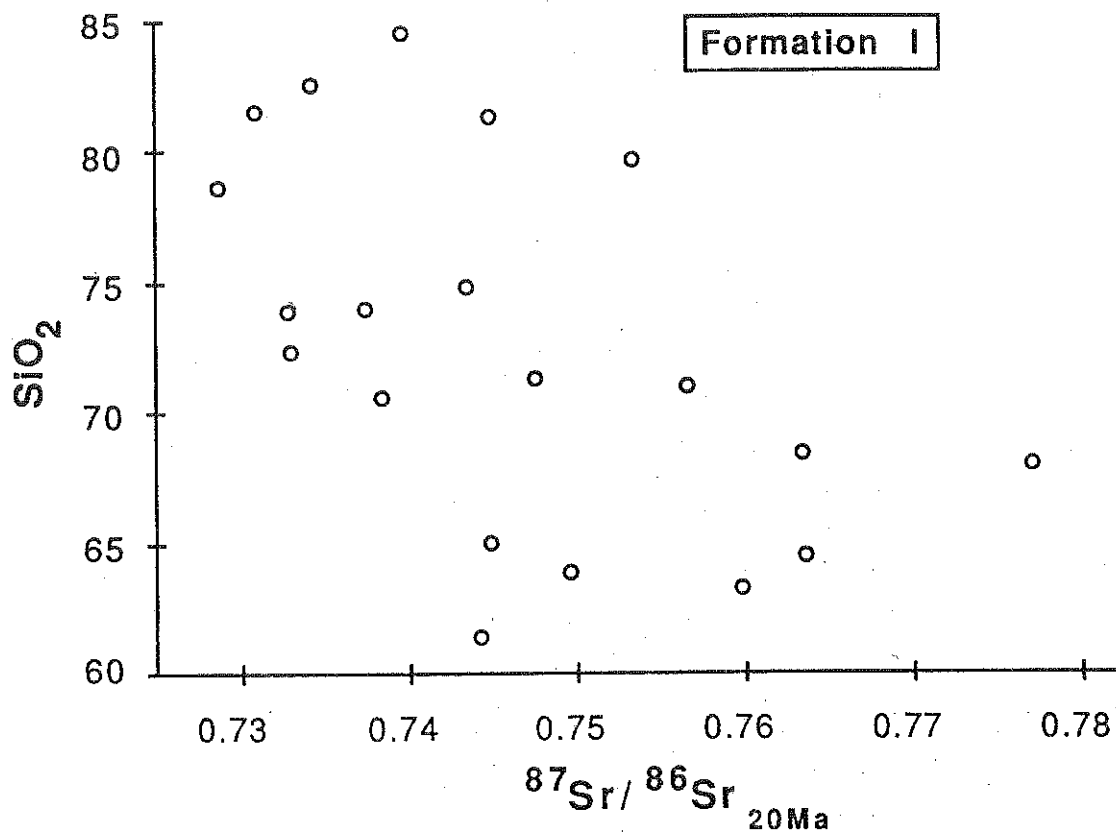


Fig. 23 - Diagramme SiO_2 en fonction de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20\text{Ma}}$ pour la Formation I. Cette tendance implique qu'il existe un rapport entre la lithologie des gneiss et leur composition isotopique de Sr. Cependant, cette tendance est très floue et ne permet pas d'expliquer la limite inférieure très tranchée des Sr, du granite (Fig. 20 et 21).

CONCLUSION

La chronologie de l'histoire himalayenne est résumée sur la Fig. 24, depuis la collision jusqu'à nos jours. Les processus que nous allons étudier se rapportent essentiellement à la période du métamorphisme himalayen (≈ 25 à 5 Ma) et au magmatisme du Haut Himalaya (≈ 25 à 10 Ma) induits par le MCT. Cette période, très récente, est brève par rapport au reste de l'histoire des éléments qui composent la chaîne. C'est la vitesse de surrection très rapide (0,5 à 1 mm/an, Le Fort, in press) qui permet d'étudier aujourd'hui les zones profondes de ces chevauchements intracrustaux.

Dans ce chapitre, nous n'avons présenté que quelques aspects des connaissances actuelles de l'Himalaya au Népal Central. Ils constituent les principales contraintes sur les modèles d'évolution tectono-métamorphique et magmatique que nous allons tester. D'autres points, en particulier les hypothèses sur les conditions de pression et de température de la fusion de la Formation I et les éventuelles sources de chaleur pour permettre la fusion n'ont pas été abordés. L'ensemble des données et des modèles appliqués au Népal Central et également aux autres sections de la haute chaîne Himalayenne font de cette région un terrain privilégié pour y étudier la pétrologie fondamentale des roches magmatiques et métamorphiques et les évolutions géochimiques dans de tels contextes.

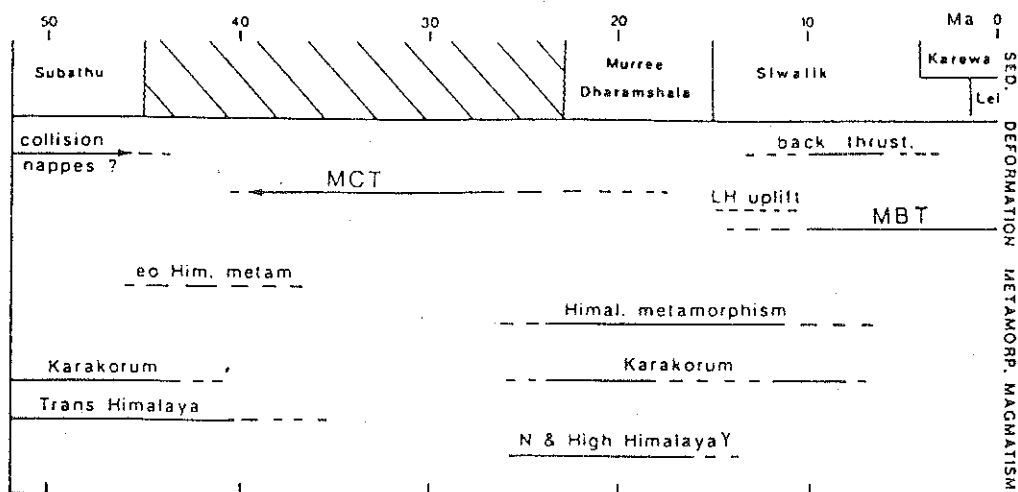


Fig. 24 - Chronologie de l'évolution générale de la chaîne himalayenne (Le Fort, sous presse).

Chapitre 2

Techniques d'analyses isotopiques

TECHNIQUES D'ANALYSES ISOTOPIQUES

INTRODUCTION

Des analyses de compositions isotopiques de roches, de minéraux et de fluides ont été effectuées sur trois éléments; l'hydrogène, le carbone et l'oxygène. Elles concernent les rapports des isotopes stables les plus courants de ces trois éléments soit respectivement : D/H, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Les analyses sont faites par spectrométrie de masse en phase gazeuse sur H_2 pour l'hydrogène et CO_2 pour le carbone et l'oxygène. Ces techniques supposent donc la transformation des échantillons en gaz pour l'analyse proprement dite. Dans ce chapitre nous présenterons d'une part, les techniques dites "d'extraction" qui ont pour but de convertir l'échantillon en gaz pur et d'autre part, les principes de mesures, d'expression et de correction des résultats.

TECHNIQUES D'EXTRACTION

Les techniques d'extraction consistent à produire à partir d'un échantillon, minéral ou fluide, un gaz pur. Dans un premier temps, l'élément à analyser est extrait de l'échantillon sous forme gazeuse par attaque chimique ou pyrolyse dans le cas des minéraux, par broyage pour les fluides occlus. Il est ensuite transformé en H_2 ou en CO_2 et purifié. Ce traitement est réalisé dans des lignes à vide où le transfert des gaz s'effectue par pompage ou piégeage par condensation à basse température. La mesure des quantités de gaz extrait dans un manomètre à mercure permet en fin d'opération de contrôler le rendement des réactions. D'une manière générale, la mesure au spectromètre nécessite de disposer d'environ 100 à 200 micromoles de gaz. Pour obtenir cette quantité de gaz, environ 15 mg de silicates ou de carbonates pour le CO_2 et 200 mg de biotite pour l' H_2 sont nécessaires.

Hydrogène

Les extractions d'hydrogène sont principalement faites sur trois types d'échantillons :

- les minéraux hydratés pour recueillir l'hydrogène de l'eau structurale ;
- les inclusions fluides ;
- les eaux météoriques, hydrothermales etc..

Pour tous ces échantillons, le principe de transformation en H_2 est la réduction de l'eau sur uranium à $800^\circ C$. Cette technique a été proposée par Bigelsen et al. (1952). Le déroulement de l'extraction est présenté Fig. 25.

Après pesée, l'échantillon, minéral ou roche totale est placé dans un creuset de platine puis mis sous vide dans un tube en silice et chauffé à $120^\circ C$ pendant douze heures afin d'éliminer l'eau adsorbée (H_2O^+). Il est ensuite déshydraté par fusion sous vide à l'aide d'un four à induction. Les gaz libérés sont principalement H_2O , H_2 et CO_2 . H_2 est produit par réduction in situ de l'eau libérée sur le Fe^{2+} du minéral et est conservé. L'eau est purifiée par séparation du CO_2 dans un piège à acétone. L'eau est ensuite transformée en H_2 par réduction sur uranium à $800^\circ C$ et l'hydrogène produit est transféré à l'aide d'une pompe de Toepler soit dans un manomètre, soit dans un tube à échantillon. Pour garantir l'absence de fractionnement entre l'échantillon et le gaz analysé il faut extraire 100% de l'eau contenue dans les minéraux. A cet égard, le contrôle du rendement des extractions est très important. La mesure du rendement des extractions procure de plus un dosage très précis de l'eau (H_2O^+) contenue dans l'échantillon.

Carbone

Les analyses isotopiques de carbone sont faites sur trois types d'échantillons pour lesquels les procédures d'extractions sont assez différentes:

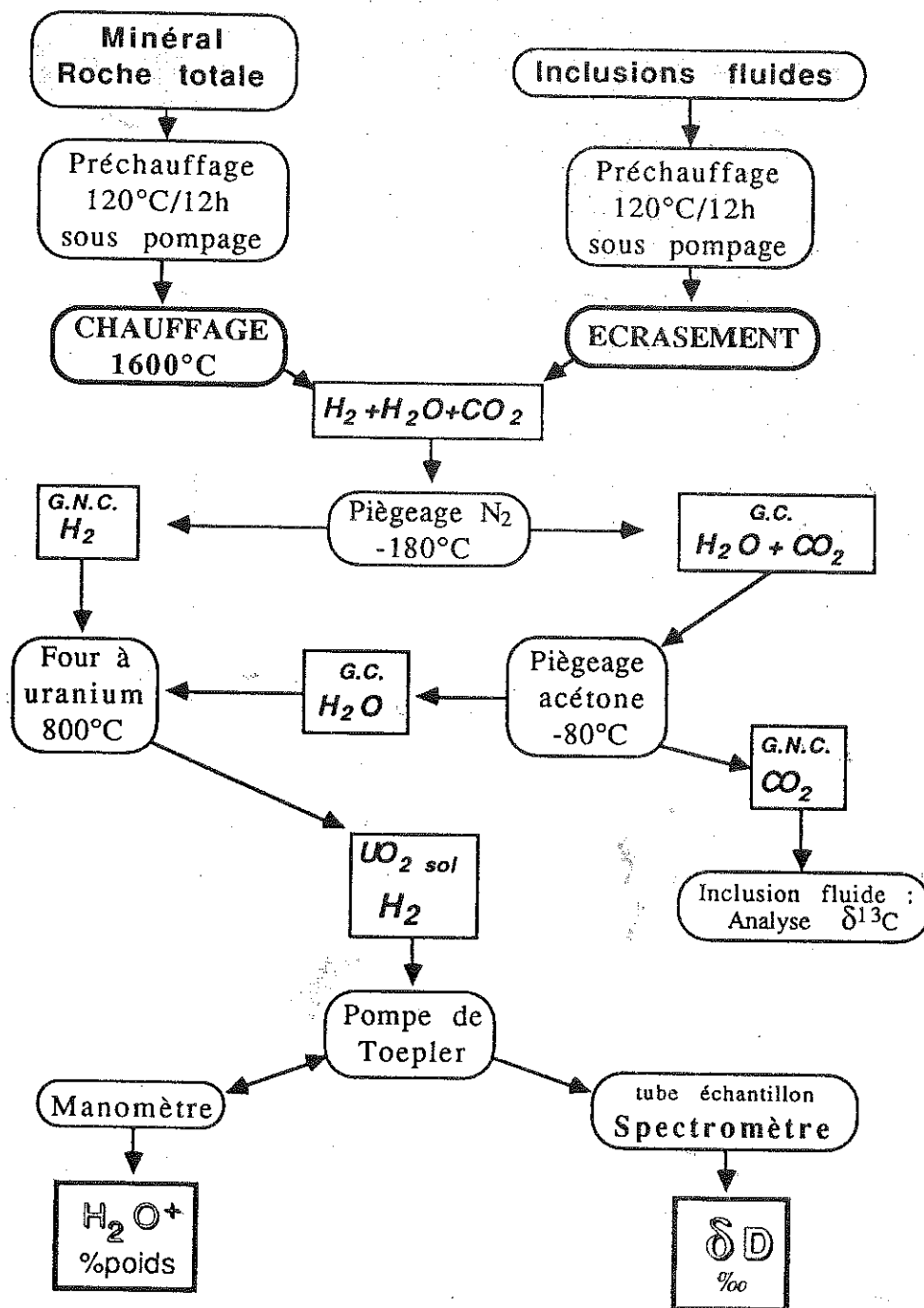
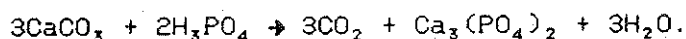


Fig. 25 - Schéma de principe des extractions d'hydrogène des silicates et des inclusions fluides. Pour les inclusions fluides, le CO_2 libéré est purifié et analysé pour $\delta^{13}\text{C}$. (G.C. : gaz condensable ; G.N.C. : gaz non condensable).

- le CO₂ des inclusions fluides pour lequel on opère une simple purification du gaz après broyage de l'échantillon sous vide ;
- le carbone des minéraux carbonatés, extrait sous forme de CO₂ par attaque à l'acide. Cette technique permet également de mesurer la composition isotopique de l'oxygène des carbonates;
- le carbone réduit (graphite), oxydé à haute température sous atmosphère d'oxygène.

Carbonates

Les minéraux carbonatés sont attaqués sous vide avec de l'acide phosphorique 100% suivant la méthode de McCrea (1950). Cette attaque libère du CO₂ selon la réaction:



Le CO₂ extrait est ensuite purifié par (1) piégeage à -180°C et pompage des gaz non condensables et (2) libération à -80°C ce qui permet de séparer le CO₂ de l'eau qui reste solide. La quantité de CO₂ est alors mesurée dans un manomètre à mercure pour le contrôle du rendement puis transféré dans un tube échantillon.

La réaction d'attaque libère 100% du carbone de l'échantillon, par contre seulement les deux tiers de l'oxygène sont libérés dans le CO₂. Cette séparation provoque un fractionnement de l'oxygène entre le CO₂ et le résidu d'attaque. Ce fractionnement a été déterminé expérimentalement par Sharma et Clayton (1965, modifié) pour une température de réaction de 25°C pour la calcite et la dolomite :

$$\alpha_{\text{CO}_2\text{-Dolomite}} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{CO}_2}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Dol}}} = 1,01110$$

$$\alpha_{\text{CO}_2\text{-Calcite}} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{CO}_2}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Calc}}} = 1,01025$$

Il convient donc, d'une part de corriger les mesures d'oxygène selon ces coefficients et d'autre part d'effectuer les attaques à une température de 25°C. Pour ce faire, les tubes de réaction sont placés dans un bain thermostaté.

Le temps d'attaque totale, à une température donnée, est différent pour chaque type de carbonates. Cette différence peut être importante, calcite (3 heures) et dolomite (>4jours) ; elle permet en prélevant un premier aliquot en fin d'attaque de la calcite, de séparer le CO_2 de la calcite de celui de la dolomite.

Carbone réduit - Graphite

La technique d'oxydation du graphite (Fig. 26) a été appliquée à différents types d'échantillons : le graphite pur, les schistes noirs qui contiennent couramment 10% de carbone, et les schistes qui ne contiennent que des traces de graphite ($< 0,05 \%$ carbone). Dans tous les cas, le graphite a été oxydé dans un four à 950°C en présence de CuO qui permet de maintenir une pression partielle d' O_2 d'environ 60 mmHg (e.g. Craig, 1953 ; Pineau et al., 1976 ; Schoell et al., 1983). Dans tous les cas, l'oxyde de cuivre utilisé et les tubes à réaction en silice sont portés à 1000°C pendant une demi-heure avant introduction des échantillons afin d'éviter toute contamination.

Pour les échantillons riches en graphite, l'oxydation a été réalisée dans un tube de silice d'environ 15 cm^3 . L'échantillon broyé, pesé, est mélangé à l'oxyde de cuivre puis introduit dans un petit tube de silice. Cet ensemble est alors placé dans le tube du four et pompé à 120°C . Le tube est ensuite fermé puis chauffé à 950°C pendant environ trois heures. Après oxydation, les gaz (CO_2 , O_2 , H_2O , SO_2 ...) sont transférés dans une ligne classique pour purification et dosage du CO_2 .

Les échantillons pauvres en graphite nécessitent un traitement assez différent pour plusieurs raisons :

- la teneur en C due aux micro-inclusions de carbonates dans les schistes est du même ordre de grandeur que celle du carbone réduit. Ce carbone est également dégagé lors de l'oxydation (Pineau, 1977) ;
- la faible teneur en C implique de traiter d'importantes quantités d'échantillon variant de 0,5 à 4 g ce qui pose des problèmes d'oxydation

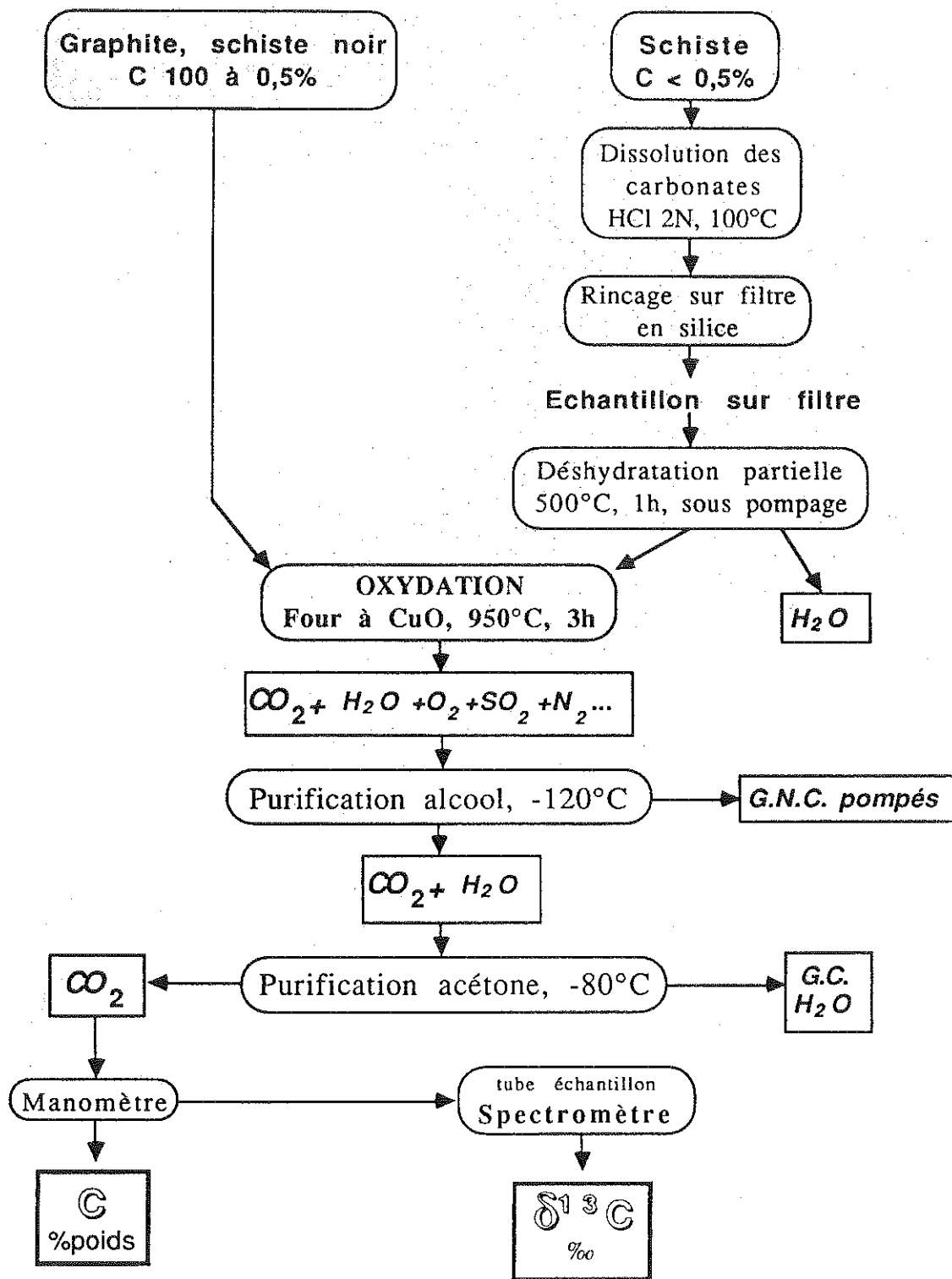


Fig. 26 - Schéma de principe des extractions du carbone réduit des schistes à graphite par oxydation (G.C. : gaz condensable ; G.N.C. : gaz non condensable).

totale de la poudre ;

- le chauffage provoque la déshydratation de l'échantillon. Pour un schiste, les quantités molaires d'eau dégagée sont environ quarante fois supérieures à celle du CO_2 , ce qui rend difficile sa purification. Pour pallier ces difficultés, un traitement comprenant l'élimination des carbonates à l'acide puis la déshydratation partielle avant l'oxydation a été appliquée (Fig. 26). L'élimination des carbonates est obtenue par dissolution dans HCl à 100°C . Le mélange est ensuite filtré sous aspiration sur un filtre de silice puis rincé sur le même filtre. L'échantillon forme alors un mince film sur le filtre, l'ensemble est placé après étuvage dans le tube de silice du four avec du CuO . Un préchauffage à 500°C sous pompage permet de déshydrater au maximum l'échantillon puis l'ensemble est porté à 950°C tube fermé pour l'oxydation. L'opération est ensuite similaire à celle des échantillons riches en carbone.

Les dosages de carbone calculés à partir des rendements d'extraction sont généralement supérieurs de quelques dixièmes de % aux dosages réalisés par coulométrie à impulsions (M. Vernet, CRPG). Pour les échantillons riches en graphite, la reproductibilité des dosages est meilleure que 5% et la reproductibilité des $\delta^{13}\text{C}$ est de $\pm 0,2\%$. (Tableau 12). Le schiste standard a été préparé à partir de minéraux séparés et de graphite de Sri-Lanka; les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont tout-à-fait similaires à celle du graphite pur (tableau 12). Pour les échantillons pauvres en graphite, la comparaison des dosages d'extraction et de chimie est très satisfaisante compte tenu du fait que l'on est en limite de sensibilité pour la coulométrie. La reproductibilité des dosages est assez mauvaise ($< 30\%$) mais la précision des $\delta^{13}\text{C}$ reste de $\pm 0,2\%$. La comparaison des extractions avec et sans attaque à l'acide montre l'influence des carbonates en particulier sur les compositions isotopiques.

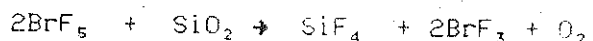
Tableau 12 - Données d'extraction du carbone par oxydation.
 Comparaison des dosages de carbone obtenus lors de
 l'extraction par rapport à la coulométrie et duplicatas de $\delta^{13}C$.

	% C extraction	% C coulométrie	$\delta^{13}C$ ‰
ECHANTILLONS RICHES			
Graphite Sri-Lanka	100,76		-7,0
duplicate	100,19		-6,8
Standard Schiste	9,82	9,28	-6,9
duplicate	10,17		-7,0
duplicate	9,86		-7,0
AP 28	7,51	7,33	
AP 825	6,86	6,54	
NL 1	10,34	10,05	
ECHANTILLONS PAUVRES			
NL 4		0,02	
sans attaque acide	0,030		-24,0
duplicate	0,027		-23,9
duplicate	0,051		-25,8
avec attaque	0,016		-23,6
AP 167		0,08	
sans attaque acide	0,135		-20,1
avec attaque	0,086		-21,5
AP 199		0,06	
sans attaque acide	0,074		-20,0
avec attaque	0,048		-21,5
AP 346		0,12	
sans attaque acide	0,110		-17,3
avec attaque	0,121		-18,7
AP 417		0,42	
sans attaque acide	0,436		-28,6
avec attaque	0,448		-28,6

Dosage de carbone par coulométrie : M.Vernet, CRPG.

Oxygène

L'oxygène des carbonates est extrait par attaque à H_3PO_4 selon la méthode présentée pour le carbone. L'oxygène structural des silicates et des oxydes est extrait par réaction à chaud avec du BrF_5 selon la méthode proposée par Clayton et Mayeda(1963). Cette attaque sur silicates libère l'oxygène O_2 selon une réaction du type :



Le BrF_3 produit peut également réagir selon le même type de réaction. A l'exception de l'oxygène, les produits de réaction avec les silicates et les tubes à réaction en nickel (SiF_4 , KF , AlF_3 , BrF_5 , BrF_3 , Br_2 , NiF_2 , NiBr_2) sont tous soit solides soit condensables à -180°C . On peut ainsi séparer facilement l' O_2 qui est ensuite réduit en CO_2 sur un four à graphite à 750°C puis purifié et mesuré au manomètre. Le rendement des extractions est très important car il permet un contrôle des éventuelles pollutions dans le tube à réaction. Celles-ci peuvent soit augmenter les rendements (H_2O , air...) ou limiter les réactions (résidu solide de réaction, teflon...).

MESURES, EXPRESSION DES RESULTATS, CORRECTIONS

Spectrométrie de masse

Les mesures de composition isotopique ont été réalisées sur spectromètre de masse en phase gazeuse VG 602 D. Cet appareil comprend deux ensembles source-tube-collecteur spécifiques de l' H_2 et du CO_2 montés sur un système d'introduction des gaz et de pompage unique. Le gaz est introduit dans la source à une pression de l'ordre de 10^{-7} mmHg, ionisé sur un filament, puis focalisé et accéléré par un champ électrique à haute tension. Le faisceau ainsi formé entre dans un secteur magnétique où il est plus ou moins dévié en fonction de la masse des ions. A la sortie du champ, les différentes masses sont mesurées sur un double collecteur Faraday. Le champ magnétique étant produit par un aimant permanent, c'est la tension d'accélération et la position de l'aimant qui permettent de focaliser le faisceau sur le collecteur. La mesure des signaux sur les deux collecteurs permet de calculer le rapport des masses. Ce type de mesure ne fournit pas une mesure absolue du rapport isotopique. L'échantillon est mesuré en alternance avec un gaz de référence (standard) et le résultat est la déviation du rapport de l'échantillon par rapport à celui de la référence. Ce résultat est

exprimé en notation delta qui est la différence des rapports isotopiques d'un échantillon et d'un standard exprimé en pour mille:

$$\delta (\text{‰}) = \frac{R_{\text{ECH}} - R_{\text{STD}}}{R_{\text{STD}}} \times 1000$$

$$R = \text{D/H}, \text{ }^{13}\text{C}/\text{}^{12}\text{C}, \text{ }^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O}$$

Mesures, Corrections

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont calculées à partir des mesures du rapport des masses 46/44 et 45/44 respectivement. La masse 44 correspond à la molécule $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$, la masse 45 aux molécules $^{13}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ et $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{17}\text{O}$ enfin la masse 46 correspond aux molécules $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$ ou $^{13}\text{C}^{16}\text{O}^{17}\text{O}$ et $^{12}\text{C}^{17}\text{O}^{17}\text{O}$. Les contributions de ^{17}O et ^{13}C sur la masse 46 et de ^{17}O sur la masse 45 sont corrigées selon Craig (1957).

Les valeurs de δD sont calculées à partir des mesures du rapport des masses 3/2. Une correction doit être apportée aux mesures à cause de la contribution d'ions H_2^+ formés dans la source. L'apparition d'ions H_2^+ est proportionnelle au carré de la pression dans la source (Friedman, 1959) et dépend de la géométrie de la source ainsi que du temps de résidence des ions dans la source.

Les mesures des échantillons sont effectuées contre des références internes au laboratoire, elles-mêmes calibrées par rapport à des standards internationaux. Les valeurs de δD et $\delta^{18}\text{O}$ sont exprimées sur SMOW qui a des valeurs proches de l'eau océanique moyenne et celles de $\delta^{13}\text{C}$ sur PDB qui correspond à la valeur des carbonates marins. Les calibrations des références de mesures ont été faites en utilisant principalement les standards reportés sur le Tableau 13.

Tableau 13 - Standards utilisés pour la calibration des références de mesures et la correction des analyses.

Standard	nature	δD_{SMOW}	$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{13}C_{PDB}$
NBS 28	quartz		9,64	
NBS 30	biotite		5,10	
VQS	quartz		13,35	
V-SMOW	eau	0		
NBS 1A	eau	-183		
SLAP	eau	-427		
NBS 20	calcaire		26,64	-1,06
TKL 1	calcite		26,44	-1,69

Reproductibilité

La précision des mesures au spectromètre est de l'ordre du centième de %, ce qui est très largement supérieur à la reproductibilité des extractions. La précision des analyses est donc conditionnée par les erreurs engendrées lors des extractions, pollutions, effets de mémoires du four à uranium pour l'hydrogène, rendement des extractions etc... Les reproductibilités établies à partir des duplicatas d'extraction de standards sont ± 2 % pour δD et $\pm 0,2$ % pour $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$.

Chapitre 3

**Géochimie isotopique (H, C, O) des
Formations du Moyen Pays Népalais,
volatilisation et migration
de fluides dans le
métamorphisme inverse.
La chaîne himalayenne
au Népal central**

INTRODUCTION

Lors du chevauchement central himalayen, les Formations du Moyen Pays Népalais ont subi un métamorphisme prograde dû à l'augmentation de température et de pression induite par le compartiment chevauchant, la Dalle du Tibet. Avant d'être chevauchées, les Formations du Moyen Pays présentaient des paragenèses métamorphiques de bas degré, à muscovite et chlorite, analogues à celles qui existent encore dans la partie Sud du Moyen Pays. Le métamorphisme himalayen se traduit par l'apparition progressive de la biotite, du grenat et enfin du disthène et/ou staurotide au fur et à mesure que l'on se rapproche du MCT. L'augmentation de température est de l'ordre de 150 à 250°C entre la zone à chlorite (400°C) et les zones de plus fort degré métamorphique (550-650°C) contre le MCT (Fig. 5, chap.1). L'épaisseur de la section entre l'isograde d'apparition de la biotite et le MCT est d'environ 12 à 15 kilomètres dans la partie Est (Vallée de la Burhi Gandaki ; Fig4 : A) et environ 4 kilomètres dans la partie Ouest (coupe du Machhapuchare, Fig. 4 :C). Dans les Formations du Moyen Pays, la présence de nombreux exsudats de quartz interfoliés témoigne de circulations de fluides métamorphiques. La nature de ces fluides (Pêcher, 1978, 1979) évolue avec le métamorphisme depuis des fluides aqueux dans la zone à chlorite à des fluides de plus en plus riches en CO_2 (50 %mol.) vers le MCT (Fig. 6 chap.1).

L'étude des compositions isotopiques H,C,O du Moyen Pays vise à déterminer l'origine de ces fluides, l'échelle des migrations et l'ampleur des volatilisations dans le Moyen Pays. Une cinquantaine d'échantillons appartenant aux zones à chlorite, biotite, grenat et disthène (Fig. 27) et répartis sur environ 150 km d'ouest en est ont été analysés. Les roches AL et AP proviennent de l'échantillonnage géochimique de A. Pêcher (1978) et ont été étudiées du point de vue des paragenèses métamorphiques. Trois types d'échantillons peuvent être distingués :

- des roches gréséo-pélitiques. Elles représentent la grande

majorité des niveaux du Moyen Pays Supérieur et la totalité du Moyen Pays Inférieur. Du point de vue des fluides, ces niveaux constituent des réserves importantes d'eau; les teneurs H_2O évoluent de 1% pour les termes gréseux à 5% pour les termes les plus pélitiques. De plus ces roches sont très pauvres en carbone (Tableau 1, chap. 1) à l'exception de quelques niveaux de schistes graphiteux présents uniquement dans le Moyen Pays Supérieur. Aucune étude de cristallinité du graphite n'a été menée; ce terme regroupe donc graphite, graphitoïde et matière organique. La présence de graphite même en traces contraint dans ces niveaux la fO_2 à être relativement basse, probablement assez proche du tampon QM-F compte tenu de la forte teneur en CO_2 des fluides;

- des calcaires dolomitiques impurs du Moyen Pays Supérieur. Ils représentent avec les schistes noirs une source locale possible de carbone pour les fluides;

- des lentilles d'exsudation de quartz qui permettent d'analyser les fluides métamorphiques; directement pour δD et $\delta^{13}C$ sur inclusions fluides et indirectement pour $\delta^{18}O$ calculé à partir du $\delta^{18}O$ quartz et de la température métamorphique.

La carte (Fig. 27) montre la répartition des divers types d'échantillons. Ils ont été sélectionnés de manière à constituer un éventail représentatif des variations de la lithologie des roches du Moyen Pays et de leur degré de métamorphisme. Ceci est important en particulier pour les roches gréso-pélitiques qui correspondent toutes à des mélanges relativement simples à quartz-muscovite-chlorite mais pour lesquelles les proportions des divers minéraux (Tableau 14) varient fortement. Les compositions modales indiquées sur le Tableau 14 ont été établies à partir de diverses méthodes en particulier rayons X et analyses chimiques roche et minéraux (Albarède et Provost, 1977). La diversité de ces mélanges pour les échantillons étudiés est bien illustrée par le diagramme $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3+MgO$ (Fig. 28).

La flexure anticlinale de la zone étudiée permet en plus de comparer des échantillons appartenant à un même niveau stratigraphique mais situés dans des conditions tectonométamorphiques différentes

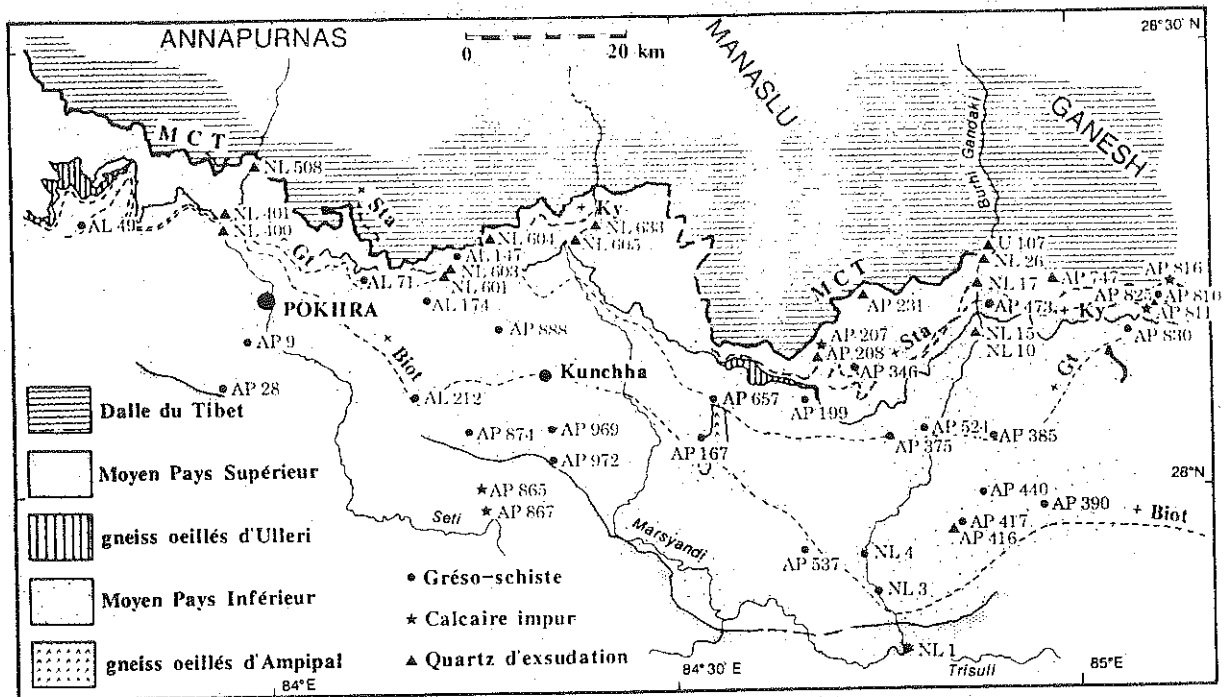


Fig. 27 - Carte de localisation des échantillons. L'échantillon de calcaire AP168 situé à environ 50 km au sud de Pokhara n'est pas reporté sur la carte. Contours géologiques et tracé des isogrades de métamorphisme d'après Colchen et al. (1980) (isogrades d'apparition de la biotite : +Biot, du grenat : +Gt, du disthène : +Ky, de la staurolite : +Sta).

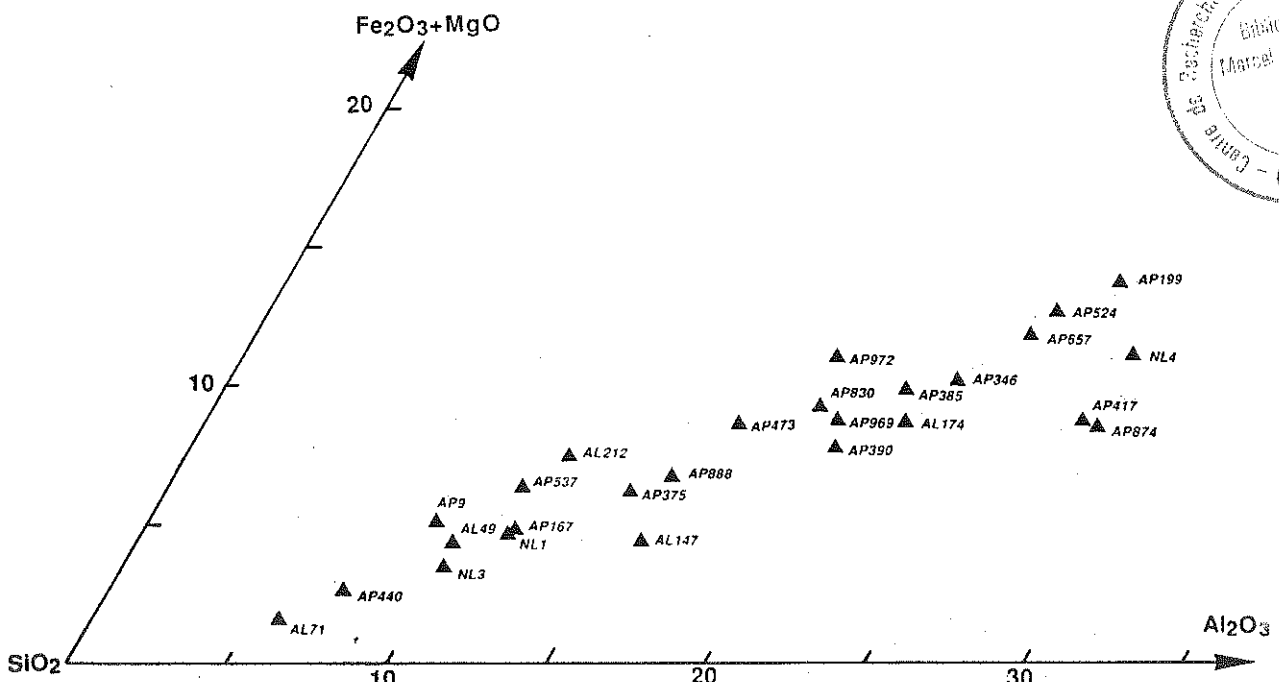


Fig. 28 - Ensemble de l'échantillonnage grésopélitique dans le diagramme $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{+MgO-Al}_2\text{O}_3$. Les échantillons sont distribués sur un axe de mélange entre un pôle quartz et un pôle phylliteux dominé par la muscovite (c.f. Fig. 8, chap.1).

Tableau 14 - Composition minéralogique des échantillons gréséo-pélitiques.

Echantillon	Composition minéralogique				(%poids) divers	zone métamorphique
	Quartz	Musc.	Chlor.	Biot.		
MOYEN PAYS SUPÉRIEUR						
Schistes graphiteux						
AP 28	>50	35	5		(:7,5	Chlor.
AP 825	55	19		Ph:11	(:6,5/ Pl:10	St
AP 830	36	36	5	14	Pl:5/ Gt/ Gt/ T	Gt
NL 1	40	25 ¹			(:10/ Fk:25	Chlor.
Schistes						
AL 147	50	38		10	Fl	Gt
AP 346	30	40	2	20	Gt/ St/ Ky/ C	St
Grès bicolores						
AP 473	30	25	+	24	Fl:20/ Zr	St
MOYEN PAYS INFÉRIEUR						
Schistes de Kunchha						
AL 174	35	45	20	5	Fl	Biot
AP 199	16	50	12	2	Pl:10/Gt:10/Fk	Gt
AP 375	54	34	5	2	Gt:5	Gt
AP 417	25	70 ¹			Gt:0,4	Biot
AP 524	25	52	14	5	Gt:5	Gt
AP 657	+		+	Ph+		Gt
AP 874	22	65	10		T:2	Chlor
AP 969	40	40 ¹	15			Chlor
AP 972	42	35 ¹	15		Pl	Chlor
NL 4	20	60	17			Biot
Grésos schistes						
AL 212	60	25	13	10		Biot
AP 9	70	18	12		T	Chlor
AP 385	35	50	9	5		Biot
AP 390	40	45	15		T	Biot
AP 537	50	25	5	10	T:3/ Fk:7	Biot
AP 888	50	32	12		Pl:5	Biot
NL 3	55	24		+	Pl:8/ Fk:8	biot
Grès massifs						
AL 49	60	14	11		Pl:15/ Ap	Chlor
AL 71	75	12		7	Pl: 5	Gt
AP 167	+	+	+	+	Fl	Biot
AP 440	70	10		8	Pl:10/Fk/T/Ap	Gt

Les pourcentages sont les synthèses des reconnaissances des minéraux en lame mince et aux rayons X (F. Lohte, CRP0), des rapports de pics de rayons X et des compositions modales calculées à partir des analyses chimiques roches totales. La précision des valeurs dépend de la corrélation des sources d'informations et de la quantité de la phase considérée. Elle est assez variable et en tous les cas supérieure à $\pm 2\%$ de la valeur et de $\pm 1\%$ sur les basses concentrations. La zone métamorphique est déterminée d'après la position des échantillons par rapport aux isogrades de métamorphisme de la carte géologique de Colchen et al. (1980). Abréviations: Ap:apatite/ Biot:biotite/ Chlor: chlorite/ Fk:feldspath potassique/ G:graphite/ Gt:grenat/ Ky:disthène/ Musc:muscovite/ Pl:plagioclase/ Ph: phlogopite/ St:staurotide/ T:tourmaline/ Zr:zircon. Muscovite: ¹indique que la muscovite est en fait une hydromuscovite contenant 6 à 7% d'eau. +:minéral <1%.

Tableau 15- Compositions isotopiques de l'hydrogène, du carbone et de l'oxygène et dosages H₂O* et Carbone réduit des roches gréséo-pélitiques.

Echantillon	H ₂ O* % poids roche	δD % t. H ₂ O est.	δD % 	C % poids graphite	δ ¹³ C % 	δ ¹⁸ O % roche t
ZONE A CHLORITE						
AL 49	1,15	-78	-49			
AP 9	2,15	-66	-37			
AP 28	2,23	-85	-56	7,51	-28,9	
AP 874	4,07	-69	-44	0,19	-26,1	
AP 969	3,72	-61	-33	0,15	-21,9	12,0
AP 972	3,95	-81	-52	0,14	-26,7	10,4
NL 1	1,54	-104	-80	10,34	-31,0	
ZONE A BIOTITE						
AL 174	4,87	-66	-47			8,2
AL 212	2,80	-79	-48			
AP 167				0,08	-21,6	
AP 385	3,39	-82	-59	0,06	-22,3	
AP 390	4,06	-76,5	-50	0,10	-22,0	
AP 417	4,44	-57,5	-38	0,44	-28,6	13,9
AP 537	1,83	-90	-62	0,06	-23,7	
AP 888	2,71	-59	-34		-21,9	
NL 3	1,11	-91	-70	0,31	-25,4	12,7
NL 4	4,65	-84	-60	0,03	-23,6	9,9
ZONE A GRENAT						
AL 71	0,91	-84	-63			
AL 147	2,40	-64,5	-48			
AP 199	3,50	-46	-25	0,06	-21,5	
AP 375	2,02	-72	-52	0,07	-23,1	
AP 440	0,77	-70	-47	0,05	-21,5	12,4
AP 524	4,03	-45	-23			
AP 657				0,02	-24,3	
AP 830	2,71	-58	-37			
ZONE A DISTHENE OU STAUROTIDE						
AP 346	2,98	-57	-42	0,11	-18,7	
AP 473	1,87	-74	-55	0,06	-19,9	
AP 825	2,61	-57	-49	6,36	-28,6	

"δD H₂O est." : δD calculé de l'eau en équilibre avec l'échantillon à température maximum du métamorphisme de la zone considérée. Cette valeur est calculée à partir de la composition minéralogique de chaque échantillon et des coefficients de fractionnement minéral-eau. Pour le système chlorite-eau, Graham et al. (1986), un fractionnement de 35 indépendant de la température a été utilisé. Pour les micas les équations micas-eau de Suzuoki et Epstein (1976) ont été utilisées. Les reproductibilités sont de ±2% pour les δD roche totale, de ±0,2% pour les δ¹³C du graphite, de ±0,5% pour les dosages d'eau et de ±0,01% de la valeur pour les dosages de carbone.

(proches et éloignées par rapport au MCT). Ceci est particulièrement net pour les formations du Moyen Pays Supérieur qui sont peu métamorphisées au Sud et qui présentent un métamorphisme à disthène et staurotide au Nord dans la zone du MCT.

RESULTATS ISOTOPIQUES

Roches grésopélitiques

Les 26 valeurs de δD sur roches totales des termes grésopélitiques (Tableau 15 ; Fig. 29) varient sur une très large gamme de -104 à -45 ‰. En première approximation, les valeurs les plus négatives sont situées dans la partie méridionale du terrain et elles tendent à augmenter vers le MCT. Cette corrélation est nette dans la partie Est (Fig. 30), région de la Burhi Gandaki, où les valeurs de δD débutent entre -104 et -90‰ au Sud pour arriver entre -74 et -45‰ au

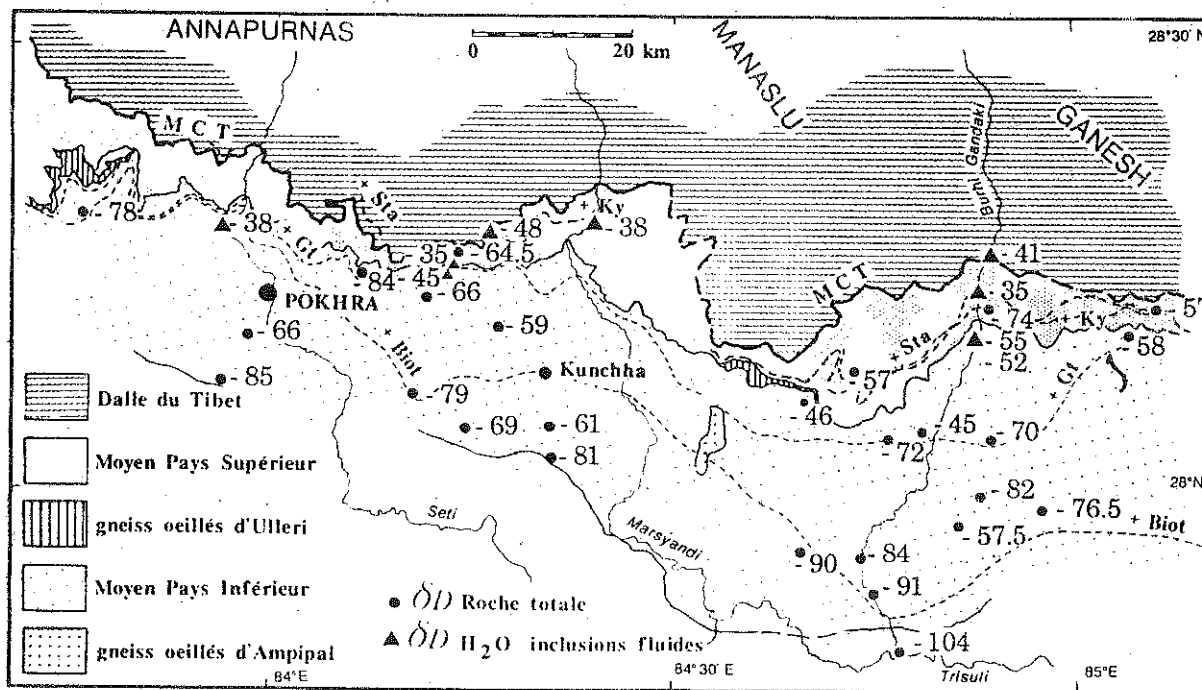


Fig. 29 - Valeurs de δD roche totale des schistes grésopélitiques (cercles) et de δD H_2O des inclusions fluides des lentilles d'exsudation (triangles). Les valeurs de δD roche totale ont tendance à être plus élevées dans les zones les plus proches du MCT. A l'échelle kilométrique, les valeurs de δD des inclusions fluides varient de $\approx 20\%$.

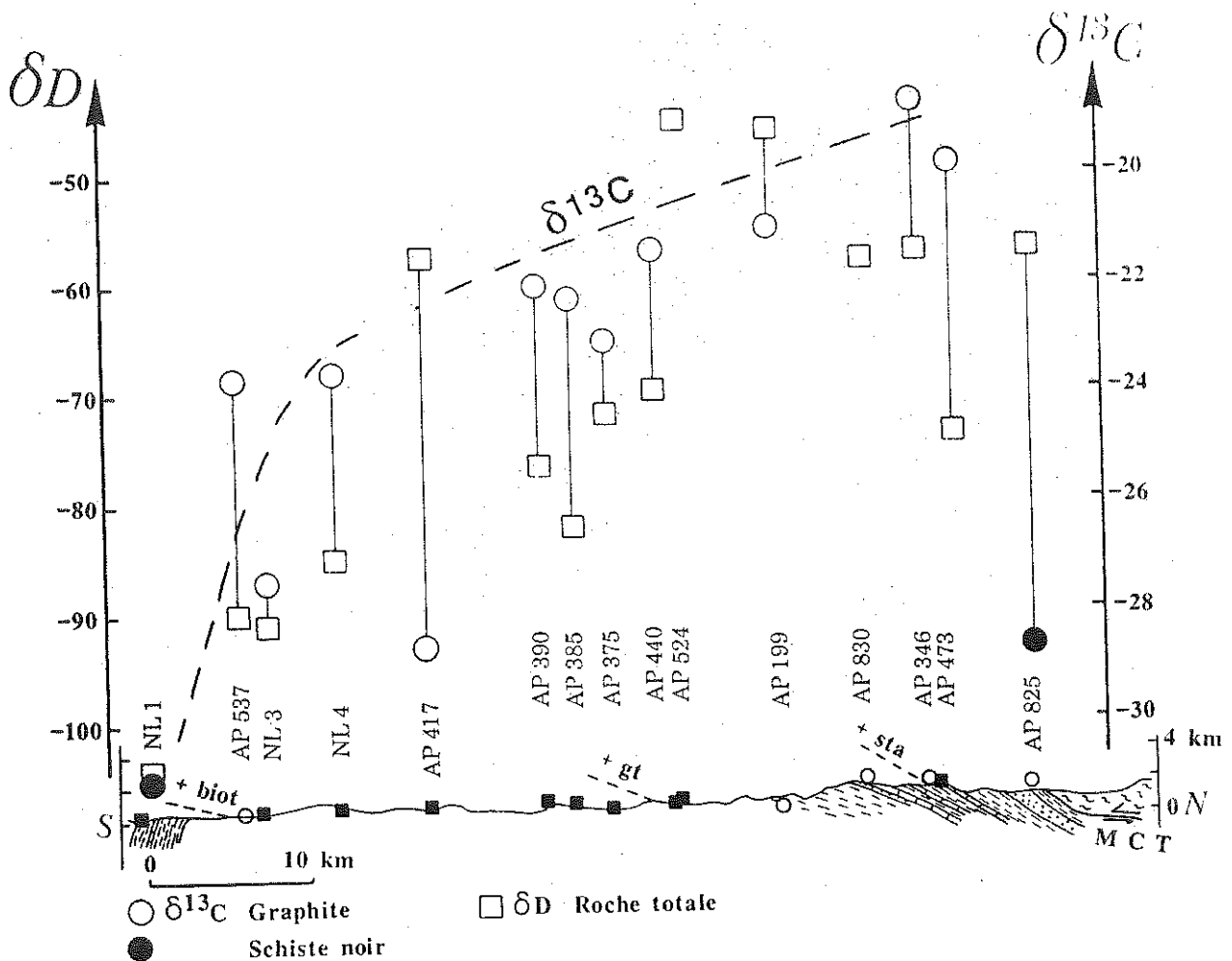


Fig. 30 - Valeurs de δD roche totale et de $\delta^{13}C$ graphite des schistes gréséo-pélitiques sur la coupe Nord-Sud de la Burhi Gandaki. Les valeurs de δD augmentent de la zone à chlorite à la zone à grenat puis tendent à diminuer. Cette diminution est liée à la proportion de biotite dans la roche (Fig. 33). Pour le graphite, les valeurs de $\delta^{13}C$ augmentent assez brusquement de $\approx -28 \%$ à $\approx -24 \%$ dans la zone à biotite puis augmentent plus progressivement vers le MCT jusqu'à $\approx -18 \%$. Les échantillons figurés par un cercle ouvert sur la coupe ne sont pas projetés sur la coupe mais replacés en position équivalente par rapport aux isogrades de métamorphisme (+Biot : isograde d'apparition de la biotite, +gt: du grenat, +sta: de la staurotide et/ou du disthène).

Nord. Cependant, on peut noter une diminution sensible des valeurs de δD à partir du milieu de la zone à grenat. À l'Ouest dans la région de Pokhara, la gamme de variation est beaucoup plus restreinte, 26% (-85 à -59%) et la corrélation entre la position des échantillons et leur δD est moins nette.

Les teneurs en H_2O des roches étudiées présentent à peu près la même gamme de variation de la zone à chlorite à la zone à disthène. Pour la totalité de l'échantillonnage géochimique du Moyen Pays (Pêcher, 1978) il y a une relation entre la perte au feu, assimilée à H_2O^* et

SiO₂, qui est inversement proportionnelle à la teneur en minéraux phylliteux. La comparaison des zones à biotite, grenat et disthène avec la zone à chlorite (Fig. 31) met en évidence une très faible diminution des teneurs en H₂O à partir de la zone à grenat puis une diminution notable dans la zone à disthène. Cette diminution correspond à une perte de 20 à 50% de la quantité d'eau initiale (zone à chlorite). Cette déshydratation est certainement liée à l'apparition de la biotite et dans une moindre mesure du grenat et du disthène aux dépens de la chlorite et de la muscovite. Cette hypothèse est confirmée par la répartition minéralogique de l'eau de la roche (Fig. 32) en fonction du métamorphisme. L'eau de la roche est essentiellement contenue par la muscovite (60 à 100%) et par la chlorite. La biotite n'intervient qu'à partir de la zone à grenat et son augmentation semble correspondre à une diminution de la chlorite.

Dans la zone à biotite, les échantillons riches en biotite (par exemple AL212, AP537, AP385) sont tous pauvres en deutérium, mais ils n'apparaissent pas fondamentalement différents des autres échantillons de la même zone. Par contre, dans les zones à grenat et disthène, il y a une relation entre δD et la teneur relative en biotite. Celle-ci peut être visualisée (Fig. 33) dans un diagramme δD en fonction de la fraction d'eau de la roche contenue par la biotite (% poids biotite * H₂O⁺_{BIOT} / H₂O⁺_{RT}). Les échantillons pour lesquels ce rapport est le plus élevé sont les plus pauvres en deutérium. L'amplitude de cette variation est de 35% ; ≈ -45% pour les échantillons sans biotite à ≈ -80% pour les échantillons où ≈ 45% de l'eau de la roche est contenue par la biotite. Cette relation ne peut pas être expliquée par la simple évolution des fractionnements eau-roche liée à la variation des minéraux contenant l'eau. En effet le fractionnement eau roche ne varie que très peu car l'augmentation de la biotite correspond à une diminution de la chlorite et ces deux minéraux ont des fractionnements avec l'eau assez proches. Ceci est confirmé par les valeurs de δD_{CALCULE} de l'eau en équilibre avec les échantillons, compte tenu de leur composition minéralogique et de la température métamorphique (400 à 650°C), qui varient entre -23 et -63% (Tableau 15).

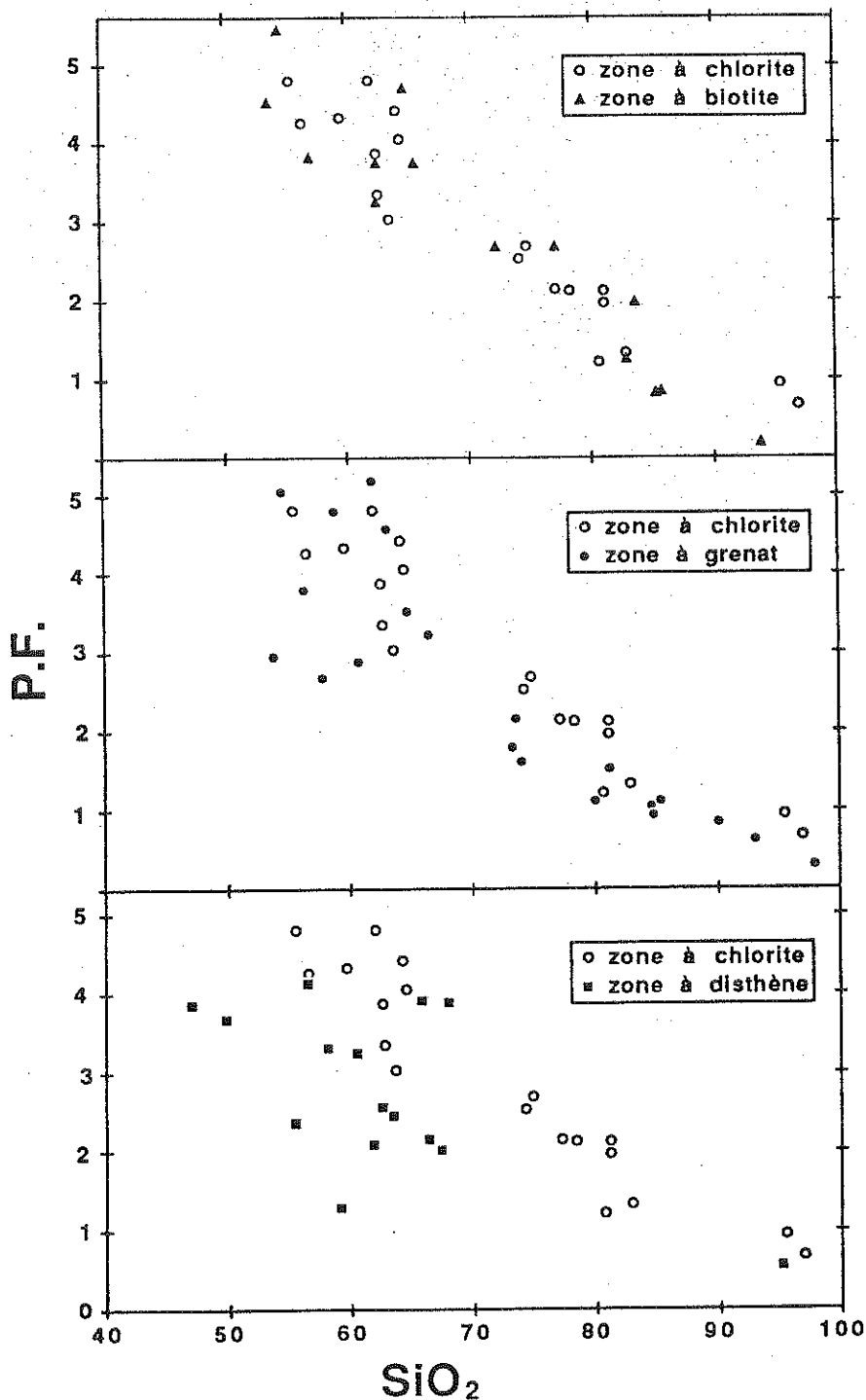


Fig. 31 - Diagrammes Perte au Feu en fonction de SiO_2 pour les grès et les schistes du Moyen Pays. La perte au Feu correspond approximativement à la teneur en H_2O car les teneurs en carbone et soufre sont négligeables. SiO_2 est anticorrélé à la teneur en minéraux phylliteux mais indépendant de la déshydratation. La comparaison des différentes zones métamorphiques avec la zone à chlorite (considérée comme référence anté-MCT) montre que la diminution des teneurs en H_2O par déshydratation (essentiellement liée à la disparition de la chlorite et à l'apparition de la biotite) commence légèrement dans la zone à grenat puis est vraiment sensible dans la zone à disthène. En moyenne 20 à 40 % de l'eau de la roche a été volatilisée au niveau du MCT.

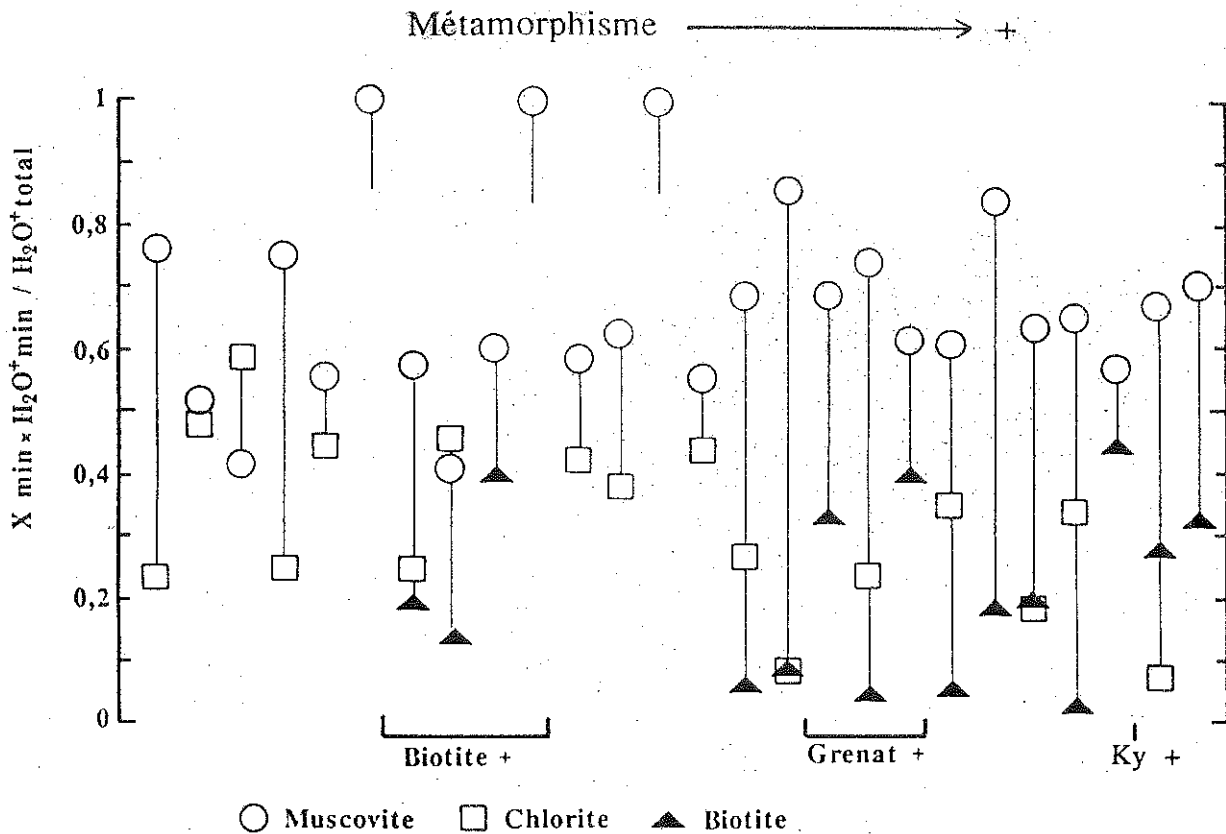


Fig. 32 - Estimation des fractions de H₂O de la roche contenue par les différentes phases hydratées des échantillons grésopélitiques. Les échantillons sont classés par ordre de métamorphisme croissant en fonction de leur proximité par rapport aux isogrades de métamorphisme. Il apparaît que la muscovite contrôle toujours au minimum 40 à 50% de l'eau d'une roche. L'ordonnée est calculée à partir des compositions minéralogiques et des teneurs en H₂O de chaque échantillon (Tableau 14 et 15) et des teneurs en eau des minéraux hydratés (biotite, muscovite et chlorite). Ce paramètre est plus significatif que la proportion relative minéral/micas+chlorite car le poids de chaque minéral est pondéré par sa teneur en eau qui est très différente entre micas et chlorite.

Tableau 16 - Gammes de variation des valeurs de δD des roches et de l'eau en équilibre.

zone	δD r.t. max-min	δD H ₂ O max-min
chlorite	-104 à -61 43	-80 à -33 47
biotite	-91 à -57 34	-70 à -34 36
grenat	-84 à -45 39	-63 à -23 40
disthène	-74 à -57 17	-55 à -42 13

La variabilité des valeurs de δD au sein d'une même zone de métamorphisme est assez importante pour les valeurs mesurées sur roche ($\approx 40\%$) comme pour les δD calculés de l'eau en équilibre (Tableau 16). Seule la zone à disthène apparaît plus homogène mais il n'y a que trois valeurs. Dans les zones à chlorite et à biotite, les variations de δD sont indépendantes de la teneur en eau de la roche (Fig. 34) par contre pour les zones à grenat et disthène il y a une tendance commune à l'augmentation de δD et de H_2O^* .

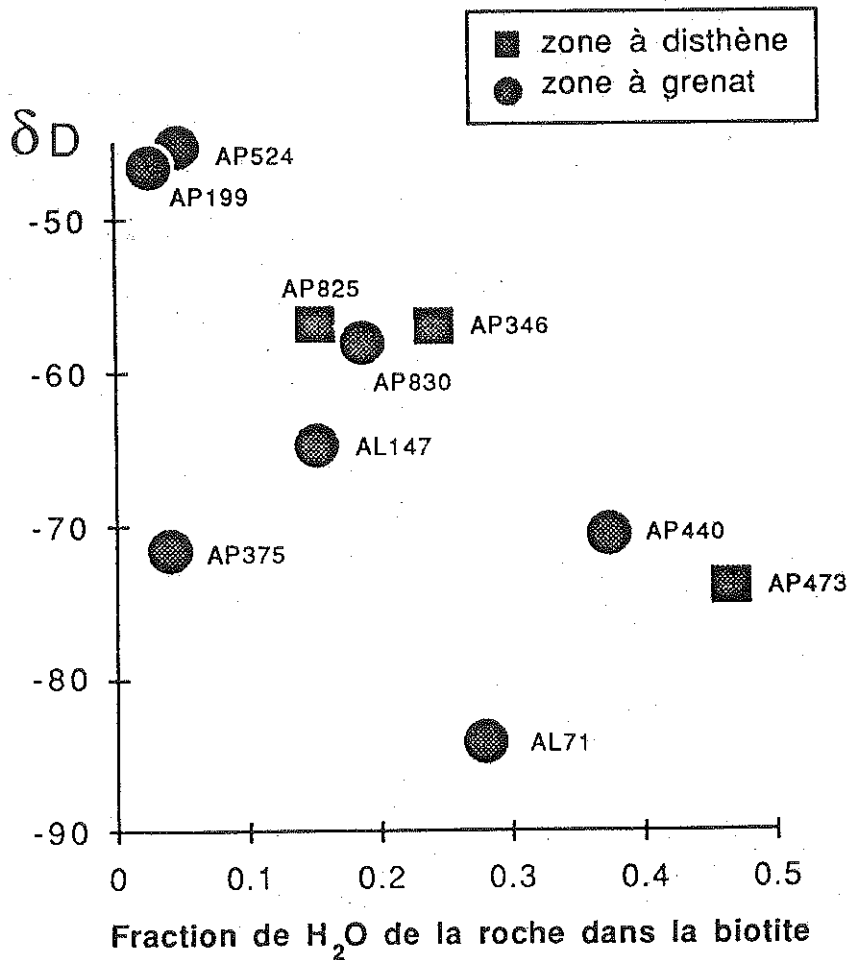


Fig. 33 - Diagramme δD roche totale des grésos-schistes des zones à grenat et à staurotide en fonction de la fraction H_2O de la roche contenue par la biotite. La tendance à la diminution de δD avec l'augmentation de la biotite n'est pas due au fait que le fractionnement biotite-eau soit plus important que celui des autres minéraux mais est liée au processus de déshydratation qui accompagne l'apparition de la biotite.

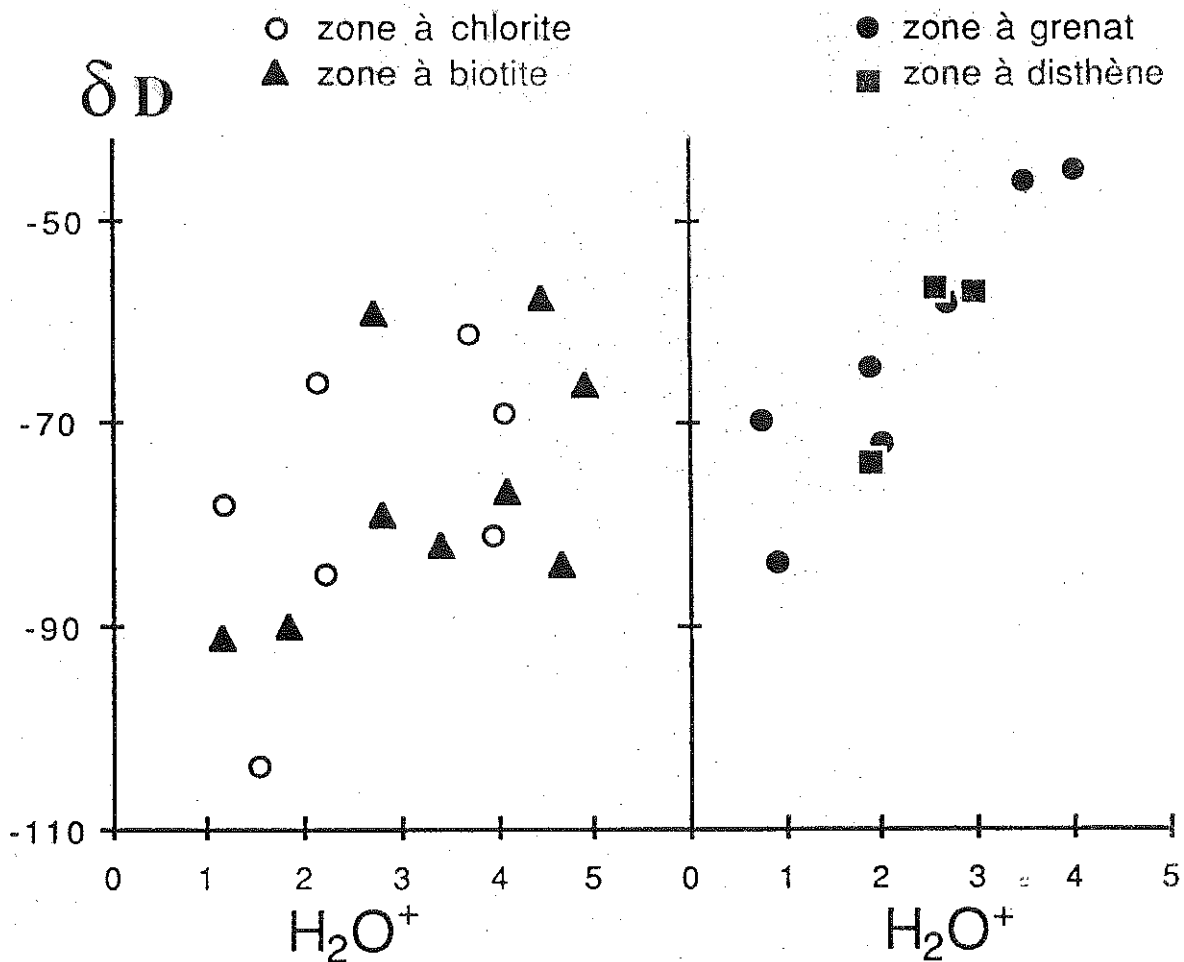


Fig. 34 - Diagramme δD en fonction de H_2O^+ pour les échantillons grésopélitiques. Dans les zones à chlorite et à biotite, les valeurs de δD varient entre -104 et -60 % et sont indépendantes de la teneur en eau. Dans les zones à grenat et à disthène, il n'y a plus de valeurs de δD < -80 % et il y a une tendance entre H_2O^+ et δD . Si cette tendance résulte d'un effet de déshydratation, les valeurs initiales de roches seraient > -60 %.

Les valeurs de $\delta^{13}C$ obtenues sur le graphite contenu en traces (< 0,5 %) ou en grande quantité (> 6%, schistes graphiteux) dans les schistes varient entre -31 et -18 %. (Fig. 35 ; Tableau 15). Pour les échantillons qui ont une forte teneur en graphite (> 6 %), les $\delta^{13}C = -31$ à -28% restent semblables entre les différentes zones métamorphiques. Pour les échantillons ayant une faible teneur en graphite (< 0,5%) les $\delta^{13}C$ varient selon la situation de l'échantillon par rapport au MCT. Sur la carte (Fig. 35), dans la partie Sud les $\delta^{13}C$ sont les plus négatifs entre -31 et -25 %, puis ils augmentent progressivement vers le Nord. Cette corrélation est nette sur la coupe de la partie Est du secteur (Fig. 30). La gamme de $\delta^{13}C$ de -31 à -28% est typique du graphite d'origine organique dans les sédiments (e.g. Degens, 1969, p.320 ; Hahn-Weinheimer et Harner, 1981).

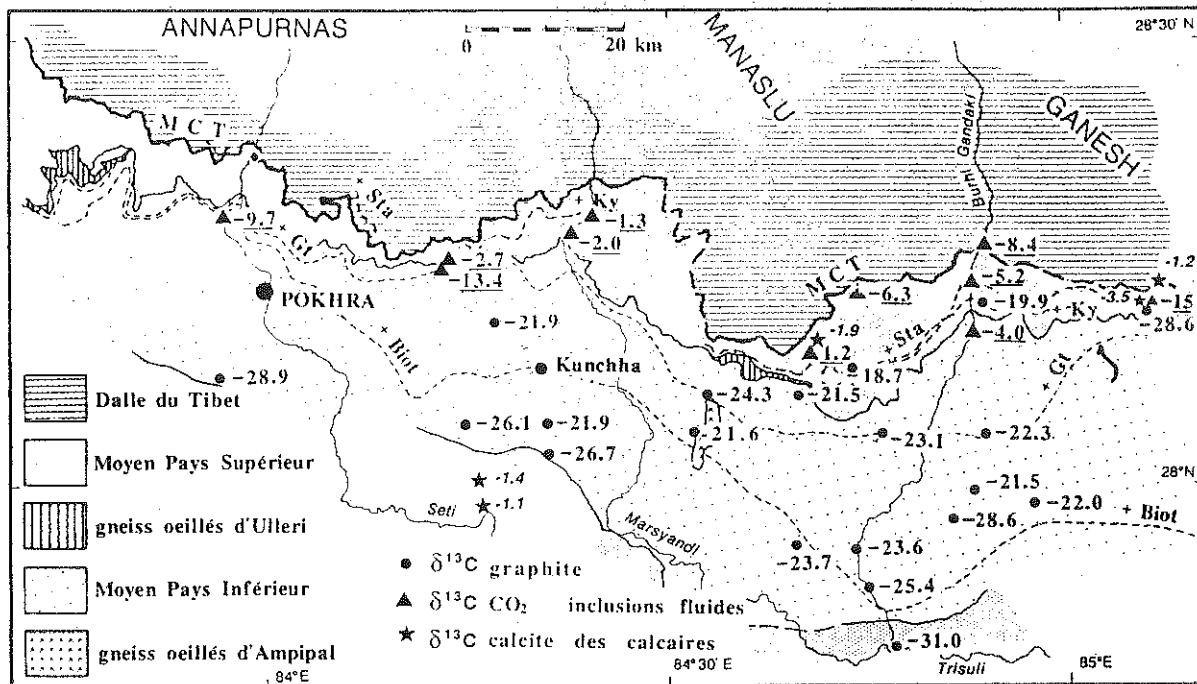


Fig. 35 - Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du graphite des échantillons grésopélitiques (cercles), du CO_2 des inclusions fluides des échantillons de quartz d'exsudation (triangles) et des calcites des calcaires dolomitiques impurs (étoiles). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du graphite augmentent vers le MCT sauf pour les schistes graphiteux. Les calcaires dolomitiques restent dans l'ensemble constants entre la zone à chlorite et le MCT. Le CO_2 des inclusions fluides est très variable entre -15 et +1,2 % dans la zone proche du MCT.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (Tableau 15) sont relativement variées dans une gamme de 8 à 13‰ et assez "normales" pour ce type de formations ayant subi une altération basse température.

Calcaires dolomitiques impurs

Les niveaux carbonatés du Moyen Pays Supérieur sont généralement des calcaires dolomitiques impurs. Les échantillons étudiés contiennent en moyenne 60 à 70% de carbonates dont une grande majorité de dolomite. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des calcites et dolomites (Tableau 17) varient entre 0 et -3,5 ‰ ce qui est typique des sédiments marins (Keith et Weber, 1964 ; Veizer et Hoefs, 1976). Il n'y a pas de différences notoires entre les échantillons métamorphisés du Nord et ceux du Sud. De même dans la partie Sud, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de 20 ‰ sont proches des valeurs des sédiments marins et confirment la signature diagénétique des

roches du domaine Sud. Dans la partie proche du MCT, les compositions isotopiques d'oxygène sont plus basses que dans le Sud autour de 15 ‰ et impliquent une variation liée au métamorphisme.

Les fractionnements dolomite-calcite de l'oxygène et du carbone sont présentés Fig. 36 dans le diagramme du double géothermomètre de Sheppard et Schwarcz (1970). Pour les échantillons peu métamorphisés, les fractionnements de l'oxygène indiquent des températures isotopiques entre calcite et dolomite de 300 à 400°C et les fractionnements du carbone sont incompatibles avec l'équilibre. Pour les échantillons du domaine Nord, les fractionnements de l'oxygène sont négatifs et indiquent donc un déséquilibre isotopique. Ce type de déséquilibre est cependant typique des roches carbonatées impures (Schwarcz et al., 1970).

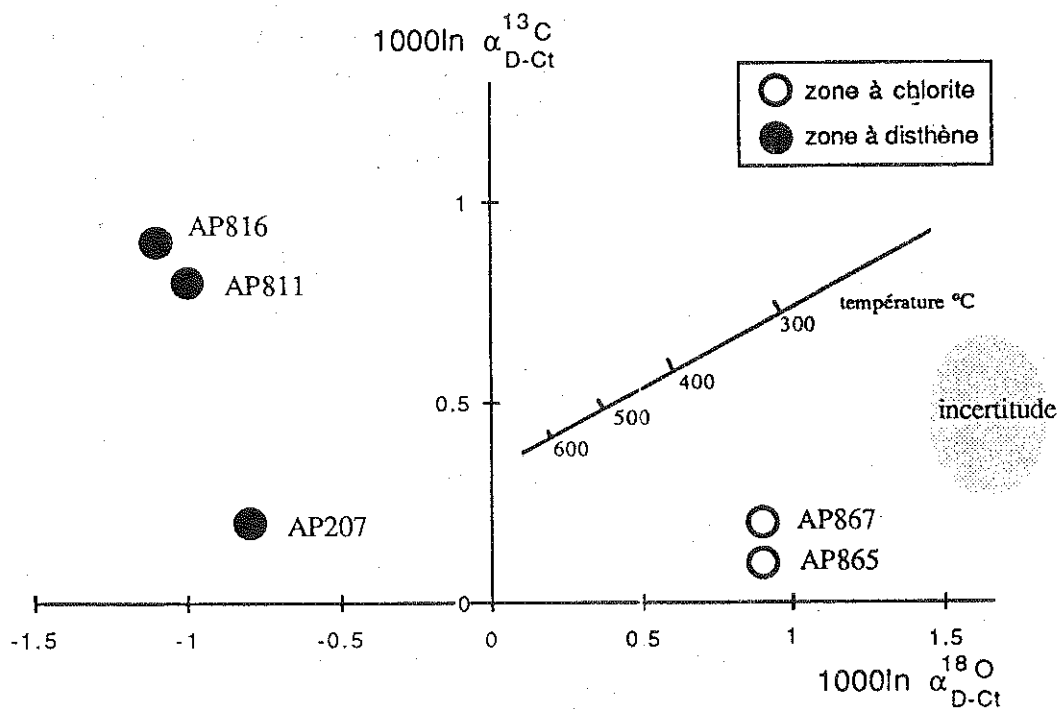


Fig. 36 - Diagramme des fractionnements dolomite-calcite de l'oxygène en fonction du carbone pour les calcaires dolomitiques impurs. La droite indique les valeurs de fractionnements à l'équilibre isotopique en fonction de la température (Sheppard et Schwarcz, 1970). Les déséquilibres de ce système sont fréquents dans les calcaires impurs. Pour tous les échantillons de la zone à disthène, l'oxygène est nettement en déséquilibre ce qui est probablement en rapport avec la diminution générale des valeurs de $\delta^{18}O$ des calcaires proches du MCT.

Tableau 17 - Compositions isotopiques C et O des calcaires dolomitiques impurs du Moyen pays Supérieur.

Echantillon	Calcite %poids	Dolomite %poids	$\delta^{13}\text{C}$		$\delta^{18}\text{O}$	
			calcite	dolomite	calcite	dolomite
AP 168	CaCO ₃ =79		-0,1		18,9	
AP 207	12,7	47	-1,9	-1,7	15,4	14,6
AP 811	31,5	31	-3,5	-2,7	15,7	14,7
AP 816	16,8	19	-1,2	-0,3	15,6	14,5
AP 865	12,5	58	-1,4	-1,3	21,0	21,9
AP 867	17,0	65	-1,1	-0,9	20,4	21,3

Les pourcentages pondéraux ont été calculés à partir des rendements en CO₂ des extractions et des dosages en Ca et et Mg de la roche totale.

Fluides

Des mesures directes sur les fluides ont été obtenues par analyses de l'eau et du CO₂ des inclusions fluides contenues dans des lentilles d'exsudation de quartz. Les fluides sont extraits par écrasement et, par conséquent, les analyses portent sur toutes les générations d'inclusions fluides du quartz. Pour cette raison les fractions molaires de CO₂ et d'H₂O extraites ne correspondent généralement pas à celles obtenues par microthermométrie. On compte en moyenne, une génération de grosses inclusions assez précoces à H₂O+CO₂ et des générations d'inclusions à H₂O dominant, de petite taille, disposées selon des plans de fractures. Les analyses isotopiques de ces fluides reflètent donc une moyenne des fluides métamorphiques et non telle ou telle génération qui aurait pu influencer de manière particulière son environnement. Seuls des échantillons situés près du MCT, dans les zones à disthène et grenat ont pu être analysés pour δD et $\delta^{13}\text{C}$ pour des raisons d'échantillonnage.

Les valeurs de δD (Tableau 18) présentées Fig. 29 varient entre -34 et -55%. La plupart des échantillons sont situés dans le Moyen Pays Supérieur proche du MCT donc dans les contextes métamorphiques similaires. Dans ce domaine, la gamme de valeurs de δD H₂O des inclusions fluides est proche de la gamme de δD calculée de l'eau en

Tableau 18 - Compositions isotopiques H et C des fluides des inclusions fluides contenues dans les inclusions fluides des lentilles d'exsudations de quartz et $\delta^{18}O$ du quartz.

ECHANTILLON	δD H ₂ O	$\delta^{13}C$ CO ₂	$\delta^{18}O$ Quartz	ROCHE ENCAISSANTE
AP 208		1,2	14,9	schistes carbonatés
AP 231		-6,3	12,2	schistes et quartzites
AP 416			13,3	
AP 491			11,6	
AP 725			11,6	
AP 747			11,3	
AP 810		-15,0	11,5	schistes verts proches de schistes graphiteux
U 107		-8,4	11,4	quartzites
NL 10	-55			schistes
NL 15	-52	-4,0	10,7	schistes
NL 17	-35	-5,2	10,0	schistes
NL 26	-41		12,0	quartzites et micaschistes
NL 400	-38	-9,7	13,4	schistes
NL 401			15,6	schistes et calcschistes
NL 508			11,9	micaschistes
NL 601	-45	-13,4	11,9	schistes
NL 603	-35	-2,7	16,2	schistes et calcaires
NL 605		-2,0	18,4	calcaires impurs
NL 633	-38	1,3	13,6	schistes et calcaires

équilibre avec les schistes (zones à disthène et à grenat, Tableau 16) mais ne comprend cependant pas de valeurs aussi élevées que -25%. A deux exceptions près, les fluides des inclusions correspondent donc probablement bien aux fluides métamorphiques en équilibre avec les roches. La variation de 20% des δD confirme l'hétérogénéité des fluides au sein d'une même zone, donc à échelle au moins décimétrique. Les valeurs de $\delta^{13}C$ du CO₂ sont assez variées entre 1,3 et -15% et apparaissent relativement liées à la lithologie des roches encaissantes: les valeurs négatives de $\delta^{13}C$ pour les lentilles de quartz proches (quelques mètres) de schistes carbonés et les valeurs les plus élevées pour les lentilles proches de roches carbonatées (Tableau 18). Cette dépendance vis-à-vis de la roche encaissante implique que le fluide est en partie tamponné à une échelle locale (échelle de la lentille d'exsudation de quartz, décimétrique). Dans les niveaux gréso-pélitiques, pauvres en carbone, les valeurs de $\delta^{13}C$ sont intermédiaires (autour de -10%). Ces valeurs peuvent résulter d'un mélange de CO₂ provenant de décarbonatation et d'oxydation de carbone réduit.

Pour l'oxygène, il n'est pas intéressant d'analyser directement le CO₂ ou l'eau des inclusions car les fluides subissent des échanges incomplets avec le quartz après piégeage et la valeur de δ¹⁸O n'est donc plus représentative du fluide initial (Rye et O'Neil, 1968). Pour obtenir une information sur les δ¹⁸O des fluides il faut donc utiliser le quartz que l'on peut raisonnablement supposer en équilibre avec le fluide au moment de la cristallisation. Les données de δ¹⁸O (Tableau 18) sont dans l'ensemble très homogènes (autour de 11 à 12%) sauf pour certains échantillons situés dans des roches carbonatées. Dans ce cas, les valeurs de δ¹⁸O sont plus élevées et peuvent atteindre 18,4% (NL605). Les calcaires riches en ¹⁸O, semblent contraindre les compositions des fluides à l'échelle des variations de lithologie. Dans les niveaux grésopélitiques, les valeurs de 10 à 12% des δ¹⁸O du quartz, très proches de celles des niveaux encaissants, impliquent l'existence d'une phase fluide globalement en équilibre avec les niveaux grésopélitiques qui sont largement dominants dans les Formations du Moyen Pays.

DISCUSSION

Les données isotopiques et chimiques (H₂O⁺ et C) des roches et des fluides du Moyen Pays Népalais font apparaître des évolutions depuis la zone à chlorite jusqu'aux zones proches du MCT (Fig. 34 et 37). Deux échelles spatiales de variations isotopiques doivent être étudiées :

- à l'échelle locale (métrique à kilométrique), il y a hétérogénéité des compositions isotopiques (δD, δ¹³C, δ¹⁸O) des fluides et des roches. Les compositions isotopiques des lentilles de quartz apparaissent dépendantes de celles de leur encaissant. Au sein d'une même zone métamorphique, les variations de compositions des roches sont de ≈ 40 % pour l'hydrogène. Les fluides dans la zone proche du MCT varient de ≈ 35 % pour δD, de ≈ 15% pour δ¹³C et de ≈ 8 % pour δ¹⁸O (Tableau 16);

- à l'échelle plurikilométrique (5 à 10km), il faut relever pour les roches grésopélitiques dans les zones proches du MCT, la

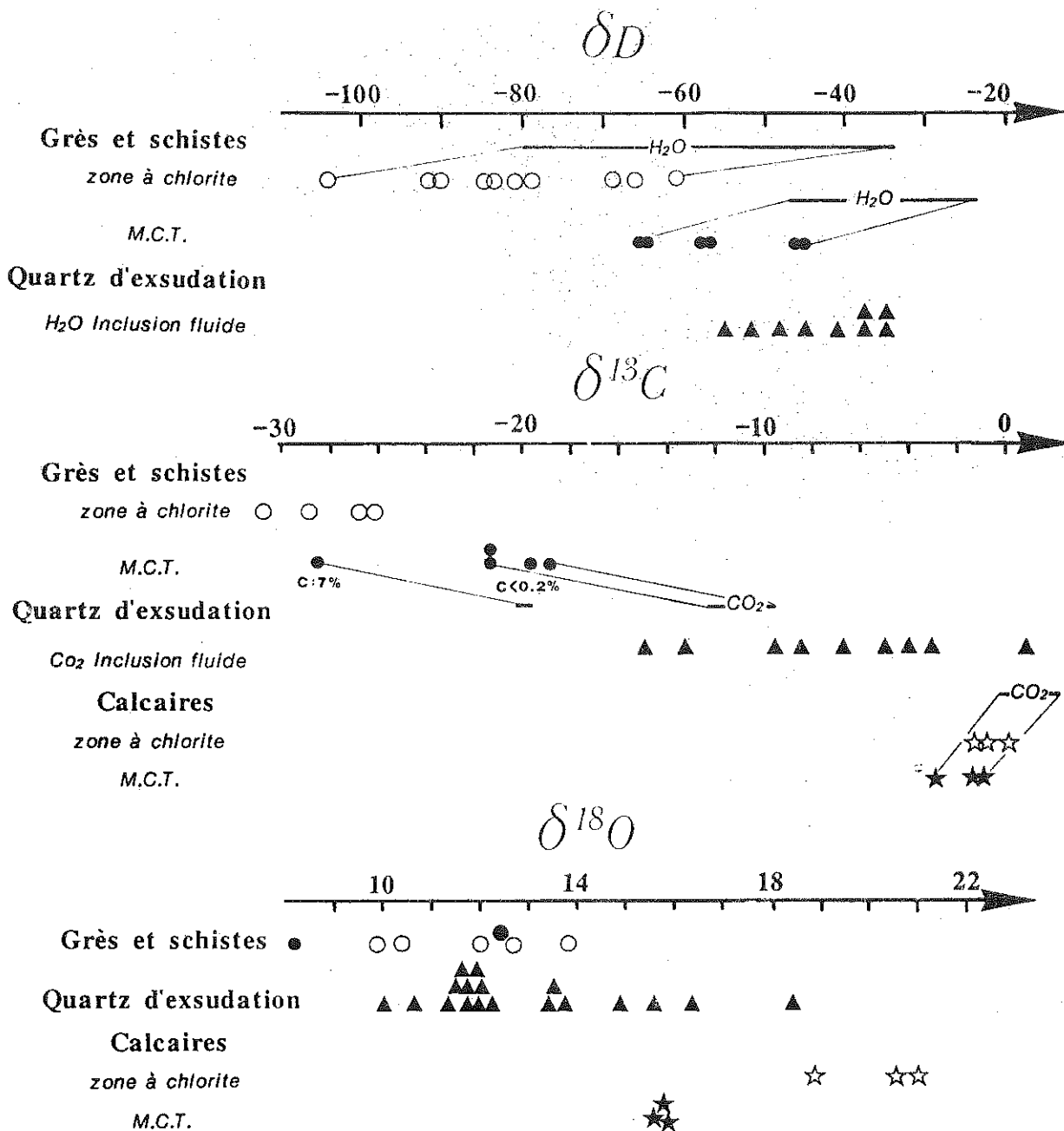


Fig. 37 - Figure récapitulative des évolutions de valeurs de δD , $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des roches et des fluides entre la zone à chlorite (symboles ouverts) et les niveaux proches du MCT (symboles pleins). Les δD de l'eau et les $\delta^{13}C$ du CO_2 en équilibre avec les roches (barres) ont été calculés en fonction des températures de chaque zone.

Dans la zone à chlorite, les valeurs de δD sont assez variables avec une majorité d'échantillon vers $< -80 \%$. Les valeurs de $\delta^{13}C$ du graphite et de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des calcaires sont respectivement caractéristiques du carbone évolué à partir de matière organique et proches des calcaires marins.

Dans la zone proche du MCT, les valeurs de δD des schistes augmentent de 20 à 40% par rapport à la zone à chlorite et il n'y a plus de valeurs $< -80 \%$. Les valeurs de $\delta^{13}C$ du graphite augmentent de 10%. Les calcaires restent constants pour le carbone et diminuent de 5% pour l'oxygène. D'une manière générale les δD des fluides de la zone proche du MCT concordent avec la gamme des eaux en équilibre avec les roches. Pour le CO_2 , la large gamme de $\delta^{13}C$ reflète les variations de lithologie du Moyen Pays Supérieur.

disparition des valeurs de $\delta D < -80 \%$, l'apparition de valeurs très élevées (-45%) et l'augmentation des valeurs de $\delta^{13}C$ du graphite. Pour les calcaires impurs, il y a une augmentation de 5% des $\delta^{18}O$ des carbonates des zones proches du MCT par rapport à la zone à chlorite.

Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des roches de la zone à chlorite sont assez proches des valeurs caractéristiques des roches diagénétiques :

- calcaires dolomitiques impurs ; $\delta^{13}C \approx 0 \%$, $\delta^{18}O \approx 20 \%$;
- schistes graphiteux ; $\delta^{13}C \approx -30 \%$;
- grésos-schistes ; $\delta^{18}O \approx 12 \%$, $\delta^{13}C \approx -28 \%$.

Ces formations peu métamorphisées constituent donc une "référence" du Moyen Pays avant le chevauchement. Pour l'hydrogène, la présence de valeurs $< -80 \%$ est assez inhabituelle pour les roches métamorphiques surtout lorsque la principale phase hydratée est la muscovite (e.g. Taylor, 1974 ; Sheppard, 1986a). La contribution d'eaux "organiques" (Sheppard et Charef, 1986), qui ont typiquement des compositions très pauvres en deutérium (-90 à -250%), pourrait expliquer les valeurs les plus négatives de la zone à chlorite surtout pour AP28 et NL1 qui sont des schistes riches en matière organique.

Quatre processus peuvent être responsables de variations isotopiques durant un épisode métamorphique :

- la variation de la température car elle contrôle les fractionnements isotopiques et peut donc entraîner des évolutions de composition des roches, si elles sont tamponnées par un fluide (système ouvert) ;

- les rééquilibrages internes, en système fermé, des différentes phases d'une roche si celles-ci sont en déséquilibre isotopique au départ. Ce peut être le cas des silicates détritiques dans une roche carbonatée par exemple ;

- la volatilisation de fluides (H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2 ...) qui accompagnent de nombreuses réactions métamorphiques en particulier

apparition de la biotite aux dépens de la chlorite. La plupart de ces fluides fractionnent fortement avec les minéraux et donc leur extraction d'une roche peut s'accompagner d'une variation isotopique ;

- l'infiltration d'un fluide "exotique" en déséquilibre avec la roche et qui transforme progressivement les compositions initiales en fonction de la quantité de fluide qui circule. Le terme "fluide exotique" est employé dans le sens proposé par Sheppard (1986a), c'est-à-dire dont l'origine est externe au système et dont la source n'a pas été identifiée.

Variation de température

Les variations de température ne peuvent pas expliquer les évolutions isotopiques observées car, d'une part les fluides sont hétérogènes, même à l'échelle métrique, d'autre part l'ampleur des variations de δD et de $\delta^{13}C$ est nettement supérieure à celle qui résulterait d'une augmentation de 200°C si les roches étaient tamponnées par un fluide homogène.

Rééquilibrage interne

Ce processus suppose la présence de phases en déséquilibre isotopique dans le système et peut donc être raisonnablement écarté pour les variations de δD car les différentes phases phylliteuses sont vraisemblablement déjà en équilibre dans la zone à chlorite. Par contre, il peut intervenir dans l'évolution du $\delta^{13}C$ du graphite des grésos-schistes par un rééquilibrage entre les carbonates en traces ($\approx 0\%$) et le graphite initialement proche de -30% . (Pineau et al., 1976b ; Hoefs et Frey, 1976 ; Kreulen, 1977 ; Valley et O'Neil, 1981). Pour le Moyen Pays ce type d'échange a été testé sur les bases suivantes :

- $\delta^{13}C$ initial du graphite -30% ;
- $\delta^{13}C$ initial des carbonates (calcite) 0% ;
- Δ calcite-graphite = 7 à 520° et 6 à 620° (Bottinga, 1969a) ;

- rééquilibrage, en système clos, en fonction du rapport $\text{CO}_2\text{carbonate}/\text{CO}_2\text{total}$ et de la température.

Les résultats sont reportés dans un diagramme $\delta^{13}\text{C}_{\text{GRAPHITE}}$ mesuré en fonction de $\delta^{13}\text{C}_{\text{GRAPHITE}}$ calculé après rééquilibrage (Fig. 38). Il apparaît que la plupart des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{GRAPHITE}}$ calculé peuvent s'expliquer par ce type de processus. Cependant pour les échantillons de la zone à disthène (AP473 et AP346) et pour AP385 et peut-être pour AP199, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ calculées sont trop basses. Les teneurs en carbone suffisamment élevées de ces échantillons excluent un problème de

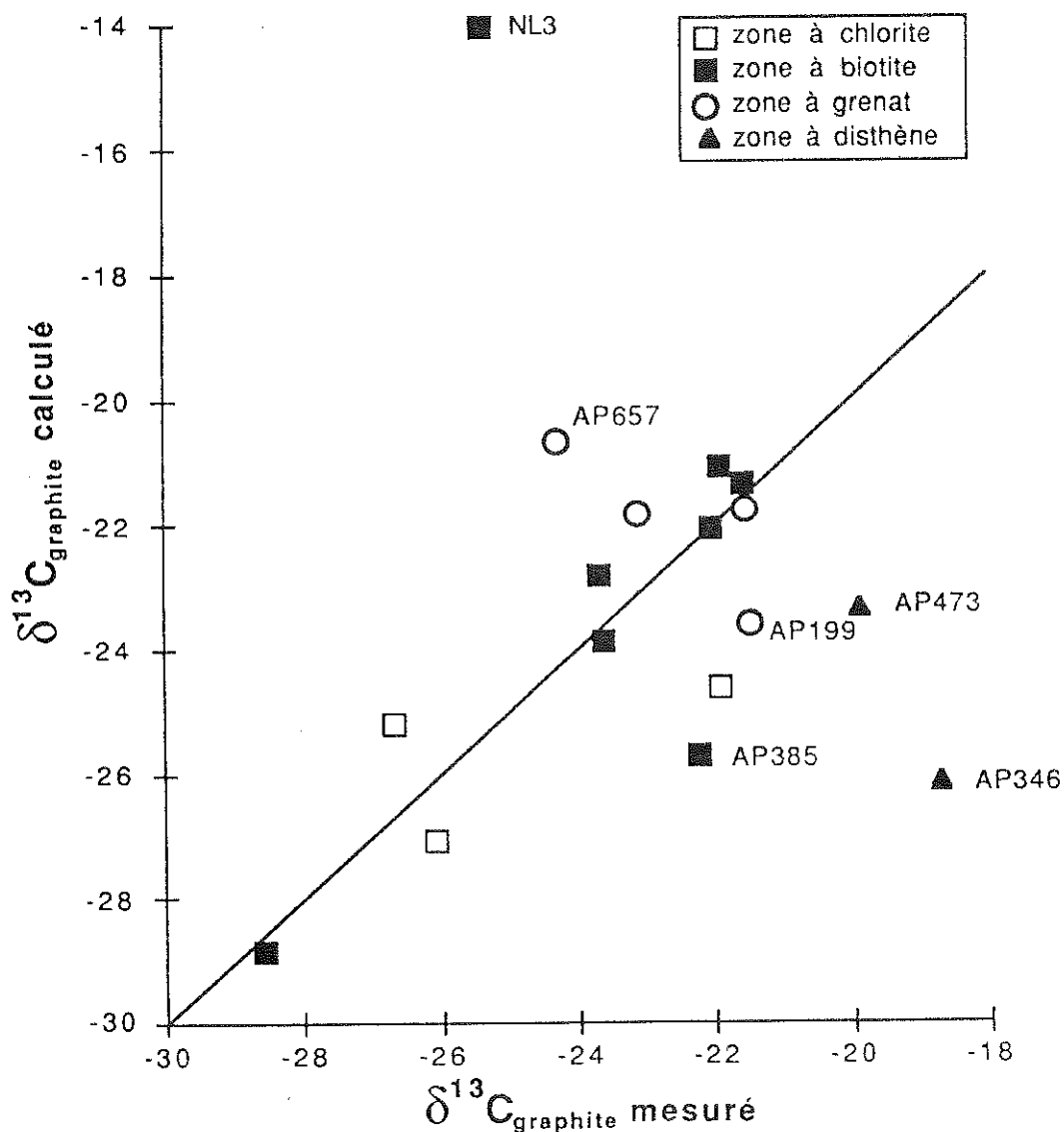


Fig. 38 - Diagramme $\delta^{13}\text{C}_{\text{GRAPHITE}}$ calculé après rééquilibrage interne avec les carbonates de la roche en fonction du $\delta^{13}\text{C}_{\text{GRAPHITE}}$ mesuré des échantillons grés-pélitiques. ($\delta^{13}\text{C}_{\text{graphite}} = -30\%$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbonate}} = 0\%$). L'incertitude, sur $\delta^{13}\text{C}$ calculé, liée aux dosages du carbone est $\pm 4\%$ pour les échantillons très pauvres en graphite (NL3, AP657) et $\pm 1\%$ pour les autres échantillons.

dosage de carbone. Il faut donc envisager soit une diminution de la fraction de carbonate par volatilisation après rééquilibrage soit un échange avec une source externe. Les échantillons dont les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées sont trop élevées (NL3 et peut-être AP657) ne sont pas significatifs car leur très faible teneur en carbone (0,01%) impose une incertitude de l'ordre $\pm 4\%$ sur le $\delta^{13}\text{C}$ calculé.

Un grand nombre de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des roches grésopélitiques pourraient résulter d'un seul rééquilibrage interne, cependant deux incertitudes importantes existent sur ce modèle :

- le fractionnement calcite-graphite utilisé (Bottinga 1969a) est peut être surestimé de 2%. (Valley et O'Neil, 1981). Cette différence entre les estimations des fractionnements pourrait dépendre de la nature du graphite (Kreulen et Van Beek, 1983) ;

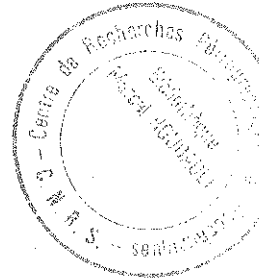
- les valeurs des carbonates en ciment dans les shales peuvent avoir des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ assez basses (-16 %) par une contribution de matière organique à température inférieure à 200°C (Frank et Forester, 1984). Les rééquilibrages seraient donc déjà réalisés dans la zone à chlorite.

Les calcaires impurs du Moyen Pays Supérieur contiennent couramment 10 à 40% de quartz (cf. analyses roches totales en annexe). Ce quartz est d'origine détritique et donc certainement beaucoup plus pauvre en ^{18}O que les minéraux carbonatés. La diminution d'environ 5% des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de la dolomite, comme de la calcite, dans la partie Nord pourrait donc résulter d'échanges internes. Le quartz contrôle en moyenne un tiers de l'oxygène du système solide contre deux tiers par les carbonates. D'après les fractionnements quartz-eau (Clayton et al., 1972 ; Bottinga et Javoy, 1973 ; Matsuhisa et al., 1979), CaCO_3 -eau (O'Neil et al., 1969) et dolomite-eau (Northrop et Clayton, 1966), on peut calculer les valeurs des fractionnements quartz- CaCO_3 et quartz-dolomite à 500°C qui sont respectivement 1,2 et -0,8. Compte tenu de ces coefficients, le rééquilibrage en système clos d'une roche fictive dont l'oxygène serait réparti comme suit : 1/3 quartz à 11 %, ,

1/3 calcite à 20 % et 1/3 dolomite à 21 %, conduirait à diminuer d'environ 3.5 % les $\delta^{18}O$ de la calcite et de la dolomite. Le rééquilibrage interne n'est donc pas suffisant pour permettre une diminution de 5-6 % des carbonates mais son effet n'est pas négligeable. Il faut cependant relever qu'il n'y a pas de corrélation entre le $\delta^{18}O$ des échantillons transformés, qui sont tous uniformes, et la teneur en quartz qui varie pour ces échantillons de 27% (AP 207) à 40% (AP811). L'effet du rééquilibrage interne est donc peut-être limité ou déjà réalisé dans les niveaux peu métamorphisés.

Volatilisation

Les réactions métamorphiques accompagnées de volatilisation de fluides font évoluer les compositions isotopiques des minéraux car les fractionnements fluide-minéraux peuvent être importants. Ce type de processus peut se modéliser suivant une distillation de Rayleigh (1896) où chaque quantité infinitésimale de fluide est soustraite du système soit avec volatilisation et équilibration par paliers soit par extraction et équilibration globales avec la roche ("batch volatilization" de Nabelek et al., 1984 ou "one-step fluid escape" de Valley et O'Neil, 1984). La distillation de Rayleigh est le modèle qui induit les plus fortes variations pour un taux de volatilisation donné. L'ampleur de la variation dépend d'une part du fractionnement entre le fluide libéré et les minéraux et d'autre part du taux de volatilisation de l'élément considéré. Trois types principaux de volatilisations peuvent être envisagés dans le contexte du Moyen Pays. Ce sont les déshydratations, les décarbonatations et l'oxydation du carbone réduit. Les principaux fluides libérés par ces réactions sont l'eau et le CO_2 et, dans des conditions de fO_2 très basses, le CH_4 et H_2 .



Déshydratation

D'une manière générale, les déshydratations n'influencent pas les $\delta^{18}\text{O}$ des roches car les quantités d'oxygène volatilisées restent toujours faibles devant les quantités d'oxygène de la roche. Par contre les δD peuvent subir de fortes variations car les volatilisations peuvent soustraire pratiquement tout l'hydrogène d'une roche. Les roches sont enrichies ou appauvries en D suivant le rapport $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ ou $\text{CH}_4/\text{H}_2\text{O}$ du fluide. Dans le cas de libération d'eau pure les roches sont appauvries en D (Suzuoki et Epstein, 1976). Par exemple, dans le cas de la formation Melrose (Namibie), Hoernes et Hoffer (1979) proposent une perte d'eau pour une diminution de δD à métamorphisme croissant, l'eau étant plus riche en deutérium que les minéraux. Dans le même type de contexte mais où la déshydratation est couplée à une volatilisation de carbone les δD peuvent augmenter avec le métamorphisme. Cette explication a été proposée pour le district du Kiso au Japon (Morikiyo, 1986) où la volatilisation d'un fluide à $\text{XCH}_4/\text{XCO}_2 = 0,29$ à $0,15$ expliquerait les augmentations parallèles du δD de la roche et du $\delta^{13}\text{C}$ du graphite à métamorphisme croissant. Dans ce cas, la volatilisation de 80% de l'eau de la roche serait nécessaire pour expliquer la variation de 50 % des δD des roches.

Pour le Moyen Pays Népalais ce sont surtout les réactions d'apparition de la biotite à partir de la chlorite et éventuellement de la muscovite qui peuvent libérer des quantités importantes de fluides dans les roches grésopélitiques. Pour expliquer l'augmentation des δD de certains échantillons (AP199 et AP524 et disparition des δD très négatifs dans les zones à grenat et disthène) par volatilisation, il faut envisager la libération d'un fluide appauvri en deutérium par rapport aux minéraux. Cette condition peut être satisfaite si le fluide contient des proportions importantes de CH_4 ou d' H_2 . L'augmentation de δD étant corrélée à celle de $\delta^{13}\text{C}$ graphite, cette hypothèse apparaît vraisemblable car le fractionnement graphite- CH_4 est de 3 à 5 entre 600

et 500°C (Bottinga, 1969a). Ohmoto et Kerrick (1977) ont montré que le méthane peut être présent en quantité appréciable dans un fluide dans le système C-H-O-S si les conditions de fO_2 sont en dessous du tampon GM-F. Le fractionnement H_2O-CH_4 vers 600°C est de 120 (Richet et al., 1977), si on envisage un rapport XCH_4/XH_2O de 0,5, ce qui est très important, le fractionnement fluide-muscovite serait de 70. Pour entraîner une augmentation de δD de 40 ‰ ($\delta D_{final}-\delta D_{initial}$) en suivant un processus de distillation de Rayleigh, il faudrait retirer environ 45 % de l'eau initialement contenue dans la roche. Les compositions des échantillons s'opposent à ce modèle pour plusieurs raisons :

- les principales réactions accompagnées de déshydratation sont celles d'apparition de la biotite, or il y a une corrélation négative entre δD et la proportion relative de biotite (Fig. 33). Les échantillons les plus riches en D (AP199 et AP524) ne contiennent que de très faibles proportions de biotite et leur teneur en eau est normale ;

- A l'exception du Moyen Pays Supérieur la quantité de graphite disponible pour former du méthane est très faible. Dans les échantillons les moins métamorphiques elle est inférieure à 0,15 %. Si le fluide libéré contient 50% mol de CH_4 , la quantité de graphite est nettement insuffisante pour déshydrater 45 % de l'eau d'une roche qui contient en moyenne 3,5 % d'eau ;

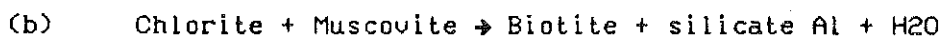
- la quantité de carbone dans les schistes ne diminue pas à métamorphisme croissant (Tableau 15) ;

- la quantité de CH_4 contenu dans les inclusions fluides est toujours très faible. Les fluides métamorphiques reconnus par étude microthermométrique dans la zone du MCT sont à $H_2O + CO_2$ (Pécher, 1978 et 1979; France-Lanord et al., in press). Les températures de fusion du CO_2 sont souvent un peu en dessous de celles du CO_2 pur, ce qui indiquerait la présence de quelques pourcents de CH_4 (< 5 % mol, Heyen et al., 1982) mais en quantité insuffisante pour entraîner un fractionnement fluide-roche négatif. Ce dernier point peut cependant être contourné si l'on considère que les fluides des inclusions sont tardifs par rapport à la volatilisation.

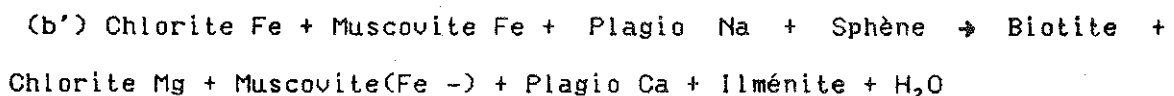
La volatilisation d'un fluide contenant de l' H_2 pourrait être plus efficace car le fractionnement H_2O-H_2 est environ de 280 à 600°C (Richet et al., 1977). La présence d' H_2 dans les fluides métamorphiques est mal connue mais elle ne peut dépasser quelques pour cents dans un système à très basse fO_2 sans graphite et un pour cent dans un système avec graphite. Ces teneurs restent toujours trop faibles pour obtenir des fractionnements fluide-roche négatifs (<-10).

Les réactions de volatilisation sont par contre beaucoup plus plausibles pour expliquer l'appauvrissement en deutérium des échantillons à biotite. En effet, les réactions d'apparition de la biotite peuvent libérer des quantités importantes d'eau plus riche en deutérium que la roche. L'estimation des effets de déshydratation sur les δD nécessite d'une part l'estimation des taux de déshydratation et, d'autre part, des hypothèses sur la nature des fluides et les fractionnements fluide-roche.

Dans le Moyen Pays Népalais les réactions d'apparition de la biotite sont mal connues. Pêcher (1978) propose plusieurs réactions du type:



Dans le même type de terrains au Kulu-Lahul, Frank et al. (1977) reportent une réaction plus précise:



Les réactions du type (a) libèrent très peu d'eau car la biotite et la muscovite sont formées en quantités à peu près égales. Par contre les réactions du type (b) sont accompagnées d'une déshydratation beaucoup plus forte. La quantité d' H_2O libérée varie en fonction des autres espèces minérales intervenant dans la réaction mais on peut estimer que pour une mole d'eau fixée dans la biotite néoformée il y a environ 2 à 2.5 moles d'eau libérée. Dans les formations du Moyen Pays

Népalais les réactions du type (b) sont les plus probables car la muscovite est toujours présente en grandes proportions alors que le feldspath potassique est assez rare. Si les réactions sont du type (b), le taux de déshydratation ($F = H_2O/H_{2O,INITIAL}$) peut être exprimé en fonction de la quantité de biotite et d'eau dans un échantillon par l'expression: $F = H_2O^*/(H_2O^* + X_{biotite} * (2,5/1) * H_2O^*_{biotite})$ Cette estimation suppose (1) que toute la biotite est formée par la réaction considérée (2) que la réaction d'apparition de la biotite est la seule faisant intervenir une volatilisation. À partir de cette estimation, les taux de déshydratation des échantillons à biotite des zones à grenat et staurotide varient entre 0,46 (AP 473) et 0,95 (AP 199). L'effet isotopique des réactions de déshydratation peut être modélisé selon une distillation de Rayleigh:

$$\delta D_f - \delta D_i = 1000 (F^{(\alpha - 1)} - 1)$$

δD_f et δD_i sont les valeurs de δD , finale et initiale du système, F est la fraction molaire d'eau restant dans le système et α le coefficient de fractionnement fluide-roche. Si on suppose la température constante, le fractionnement fluide-roche peut être estimé à 1,020 pour un fluide aqueux. Ce coefficient dépend de la composition minéralogique de la phase hydratée et évolue donc au cours de la réaction mais ces variations peuvent être considérées en première approximation comme négligeables. La courbe de distillation est présentée figure 39. Dans ces conditions, un taux de déshydratation de 0.46 entrainerait une diminution de 15,5%. On peut ainsi estimer les valeurs de δD "avant apparition de la biotite" à 55% pour les échantillons AL 147, AP 440, AP 473; -50% pour AP 346 et AP 830 et -74% pour AL 71. Les réactions d'apparition de la biotite à partir de la chlorite et de la muscovite peuvent donc provoquer une diminution des valeurs de δD de l'ordre de 10 à 20 % et donc expliquer la relation entre δD et la proportion de biotite. Dans cette hypothèse tous les échantillons des zones à grenat et disthène auraient, avant l'apparition de la biotite, des valeurs de δD comprises entre -60 et -45 % à l'exception de AL71. Ce modèle expliquerait donc la relation $H_2O^* - \delta D$ dans les zones à grenat et

staurotite mais implique que les niveaux à $\delta D < -80\%$, fréquents dans les zones à chlorite et biotite, sont soit absents de l'échantillonnage, soit non représentés dans la partie Nord, soit modifiés par une source externe.

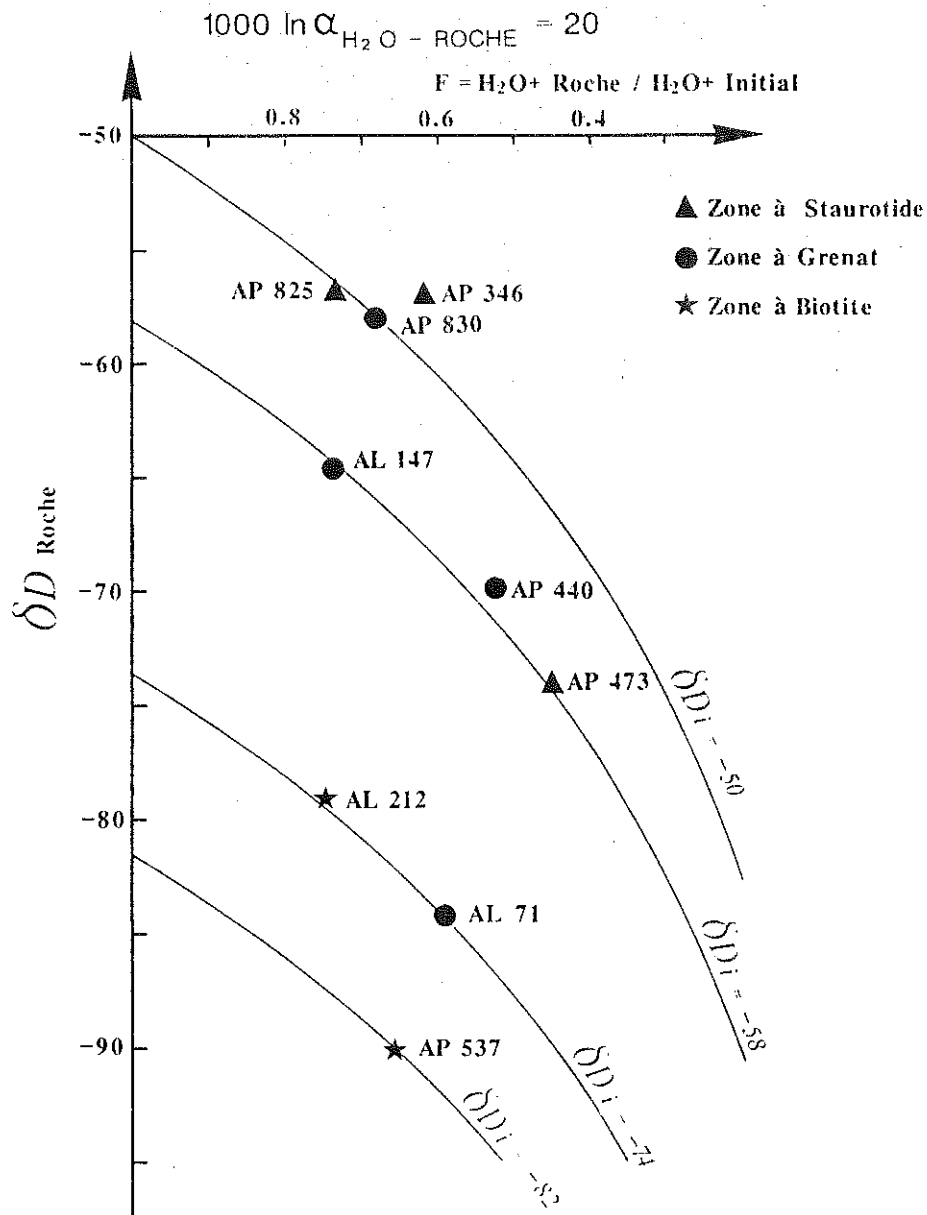


Fig. 39 - Diagramme δD roche totale en fonction de l'estimation de la fraction d'eau restant dans la roche après déshydratation liée à l'apparition de la biotite. Sur ce diagramme ont été reportées des courbes de distillation type Rayleigh passant par les échantillons et permettant d'estimer la valeur de δD de chaque échantillon avant l'apparition de la biotite selon ce modèle. Fractionnement fluide-roche = 20 considéré constant et indépendant de la température.

Oxydation de C réduit

Comme nous l'avons indiqué dans le dernier paragraphe il n'y a pas d'évidence de diminution des teneurs en graphite dans les roches gréso-pélitiques du Moyen Pays. Par contre les niveaux graphiteux du Moyen Pays Supérieur constituent une source potentielle importante de fluides carbonés. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des schistes noirs n'évoluent pas entre le Sud et le MCT donc il est probable qu'il n'y a pas eu volatilisation de carbone notable. Cet indicateur est assez sensible car les fractionnements du carbone CO_2 -graphite et CH_4 -graphite sont assez importants (à 500°C , 11 et -5 respectivement, Bottinga, 1968, 1969a, 1969b).

Décarbonatation

Les décarbonatations peuvent entraîner des diminutions de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ par libération de CO_2 , celui-ci étant enrichi en ^{18}O et ^{13}C par rapport aux minéraux carbonatés. Les exemples de telles évolutions sont nombreux (cf. compilation par Valley, 1986 p.455) particulièrement dans des contextes de métamorphisme de contact.

La comparaison des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des calcaires impurs entre les niveaux peu et fortement métamorphisés ne semble pas impliquer de décarbonatations. Cependant il faut souligner que les fractionnements CO_2 -calcite du carbone sont assez faibles ($1000\ln\alpha = 2,8$ à 500°C), donc les effets de la décarbonatation sur les $\delta^{13}\text{C}$ sont très limités. Par exemple, la décarbonatation de 50% du carbone d'une calcite à 500°C n'entraîne qu'une diminution de $\delta^{13}\text{C}$ de 2%. Pour l'oxygène les fractionnements sont plus importants ($1000\ln\alpha \text{ CO}_2$ -calcite = 7,4 à 500°C) mais seulement les 2/3 de l'oxygène d'une calcite peuvent être retirés et dans le cas de calcaires impurs la fraction globale d'oxygène volatilisé est encore plus faible. Il apparaît donc difficile de déduire l'existence de réactions de décarbonatation à partir des données isotopiques lorsque les taux de volatilisation sont faibles.

Les autres indicateurs de décarbonatation suggèrent que ces réactions ont dû rester assez limitées dans le Moyen Pays. Pêcher (1978) avait déjà souligné la rareté des silicates calciques dans les calcaires proches du MCT, la faible teneur générale en anorthite des plagioclases et la faible teneur générale en CaO des niveaux grésopélitiques (<1%). D'autres indications confirment cette hypothèse:

- très faible abondance en carbone lié aux carbonates dans les roches grésopélitiques et pas de diminution notable des teneurs vers le MCT ;

- coexistence à 600°C de quartz et dolomite dans les roches carbonatées, implique une forte pression de CO₂ (Skippen, 1974) qui ne favorise donc pas les réactions de décarbonatation.

Infiltration

Les processus de transformation interne des échantillons (rééquilibrage ou volatilisation) ne pouvant pas expliquer d'une part certaines évolutions des compositions isotopiques et d'autre part la présence en quantité importante de CO₂ dans la phase fluide, il faut faire appel à une source extérieure. Plusieurs évolutions isotopiques pourraient dépendre de tels échanges. Ce sont pour les schistes (1) la disparition dans les zones à grenat et à disthène des valeurs <-80 ‰ et l'apparition de valeurs très élevées ≈ -45 ‰, éventuellement (2) l'augmentation des valeurs de δ¹³C vers le MCT. Pour les calcaires impurs la diminution de δ¹⁸O des carbonates suggère également un système ouvert. L'infiltration de fluides exotiques pose les problèmes de composition isotopique des fluides, de l'échelle de leur circulation, et de l'origine des fluides. De plus les évolutions peuvent être indépendantes ou bien résulter d'interaction avec un seul fluide.

Calcaires dolomitiques impurs

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des calcaires impurs supposent des échanges avec un fluide plus pauvre en ^{18}O que ceux en équilibre avec les calcaires de départ. Les niveaux grésopélitiques ($\delta^{18}\text{O} \approx 12\%$), fortement prédominants dans les formations du Moyen Pays Supérieur, constituent à cet effet un tampon très puissant pour les fluides. Dans ce cas, les échanges n'ont lieu qu'à petite échelle entre un niveau carbonaté, généralement de puissance décamétrique, et les niveaux grésopélitiques encaissants. Les fluides, vecteurs des échanges entre les divers réservoirs, sont globalement tamponnés par les grésoschistes comme l'indiquent les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des quartz d'exsudation et sont plus ou moins enrichis en ^{18}O grâce aux échanges avec les formations carbonatées. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des quartz proches de niveaux carbonatés (14 à 18 %) illustrent la variation des rapports fluide-roches d'un point à un autre. Les trois échantillons de calcaire proches du MCT sont tous très homogènes autour de 15% mais l'existence de quartz à 18% dans la même zone suppose que certains niveaux carbonatés sont restés très riches en ^{18}O ($\Delta_{\text{quartz-calcite}} \approx 1$ à 600°C).

Formations grésopélitiques

Dans ces formations, l'augmentation apparente vers le MCT des valeurs de δD et, pour certains échantillons de $\delta^{13}\text{C}$, peut s'expliquer par l'infiltration de fluides riches en D et en ^{13}C . Des migrations de fluides à CO_2 sont, en tous les cas, nécessaires pour expliquer l'enrichissement en CO_2 des inclusions fluides vers le MCT, celui-ci ne pouvant être lié aux seules réactions in situ de volatilisation. Les valeurs maximales de δD et de $\delta^{13}\text{C}$ des roches (-45 et -18) permettent de calculer les valeurs de δD et de $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau et du CO_2 en équilibre à T donné (-23 et -10 respectivement). Ces valeurs sont des minima pour les fluides dans un modèle d'infiltration pour aboutir à des valeurs de -45 et -18 %.

La modélisation des évolutions de δD et de $\delta^{13}C$ d'une roche par échange avec un fluide donné, permet d'imposer des contraintes sur l'utilisation des processus d'infiltration pour expliquer les données isotopiques mesurées. Si un fluide de composition donnée circule dans le système, le paramètre commun pour décrire les deux évolutions isotopiques est le rapport fluide/roche. En système ouvert, c'est-à-dire pour lequel chaque quantité infinitésimale de fluide ajouté au système (roche) est rééquilibré avec la roche puis retiré du système, le rapport fluide/roche s'exprime par la formule proposée par Taylor (1977) :

$$(1) \quad F/R = \ln \frac{\delta^{18}O_{FLUIDE} + \Delta - \delta^{18}O_{ROCHE}}{\delta^{18}O_{FLUIDE} - (\delta^{18}O_{ROCHE} - \Delta)}$$

où F/R est le rapport du pourcentage d'atomes X du fluide sur le pourcentage d'atomes X de la roche dans le système total. F/R est exprimé en fonction des valeurs de δ initial et final de la roche, du δ initial du fluide et du fractionnement isotopique roche-fluide de $\Delta(X)$. Les systèmes naturels ne se comportent pas forcément en systèmes purement ouverts et les échanges fluide-roche ne sont pas toujours complets, ce calcul représente donc une estimation minimale du rapport réel de fluide circulant à travers une roche.

Pour le Moyen Pays Népalais nous disposons de deux systèmes isotopiques (H et C). Pour chaque système il faut exprimer le rapport atomique (H_2O ou CO_2)/roche en fonction du rapport fluide/roche pour un fluide et une roche de composition donnée. Par exemple le rapport atomique H_2O/R peut s'exprimer en fonction du rapport de masse Fluide/Roche, des fractions molaires d'eau et de CO_2 et de la teneur en eau de la roche par la relation:

$$(2) \quad H_2O/R_{ATOMIQUE} = \frac{XH_2O * \frac{100 * F/R_{MASSE}}{(XCO_2 * 44) + (XH_2O * 18)}}{(\% H_2O_{ROCHE}) / 18}$$

A partir des relations (1) et (2), il est possible de modéliser l'évolution des δD et $\delta^{13}C$ d'une roche donnée (δD , $\delta^{13}C$ et teneurs initiaux) en fonction des rapports F/R d'un fluide donné. Il est

raisonnable de définir un δD et un $\delta^{13}C$ initial commun pour chaque échantillon en regard des compositions de la zone à chlorite, par contre les teneurs en carbone et en eau sont très variables d'une roche à l'autre. Il est donc impossible de traiter tous les échantillons simultanément. Nous avons simplement fait varier un à un certains paramètres initiaux tels que la fraction molaire de CO_2 dans le fluide, les teneurs en H_2O et en C des roches et le δD du fluide (Fig. 40). Le choix de ces paramètres correspond aux variations les plus plausibles dans le contexte du Moyen Pays :

- fondé sur la composition des inclusions fluides, la teneur en CO_2 dans le fluide varie de 0% au Sud à 50% molaire vers le MCT (Fig. 40 A) ;

- les teneurs en H_2O^* et C des roches varient entre 1 et 5 % et 0,01 et 10% respectivement (Fig. 40 B et C) ;

- le δD du fluide (Fig. 40 D).

La valeur maximum de -25% est nécessaire pour expliquer les échantillons AP199 et AP524 mais la plupart des échantillons dans les zones à grenat et à disthène sont en équilibre avec des fluides entre -40 et -50%. Dans tous les cas et sauf pour les paramètres variables, une roche type initiale ($\delta D_i = -90\%$, $\delta^{13}C_i = -30\%$, $H_2O: 3,5\%$, C: 0,2%) et un fluide type ($XCO_2: 0,3$, $\delta D = -25\%$, $\delta^{13}C = -10\%$) ont été utilisés.

La comparaison de ces modélisations avec les données isotopiques du Moyen Pays (Fig. 41) met en évidence certaines contraintes sur les processus d'infiltration :

- du point de vue du carbone, les fluides contenant plus de 10 % de CO_2 tamponnent très rapidement ($F/R > 0,05$) les systèmes pauvres en C (Fig. 40 A-B). Par conséquent, les roches pauvres en C et ayant des $\delta^{13}C$ bas (AP417, AP874, AP972, NL3) ont soit subi des infiltrations limitées soit des infiltrations de fluides sans CO_2 . Cette dernière proposition est assez compatible car ces échantillons sont situés dans la zone méridionale où les teneurs en CO_2 des inclusions fluides sont très faibles (Fig. 6, chap.1). Les autres échantillons pauvres en C ont, pour

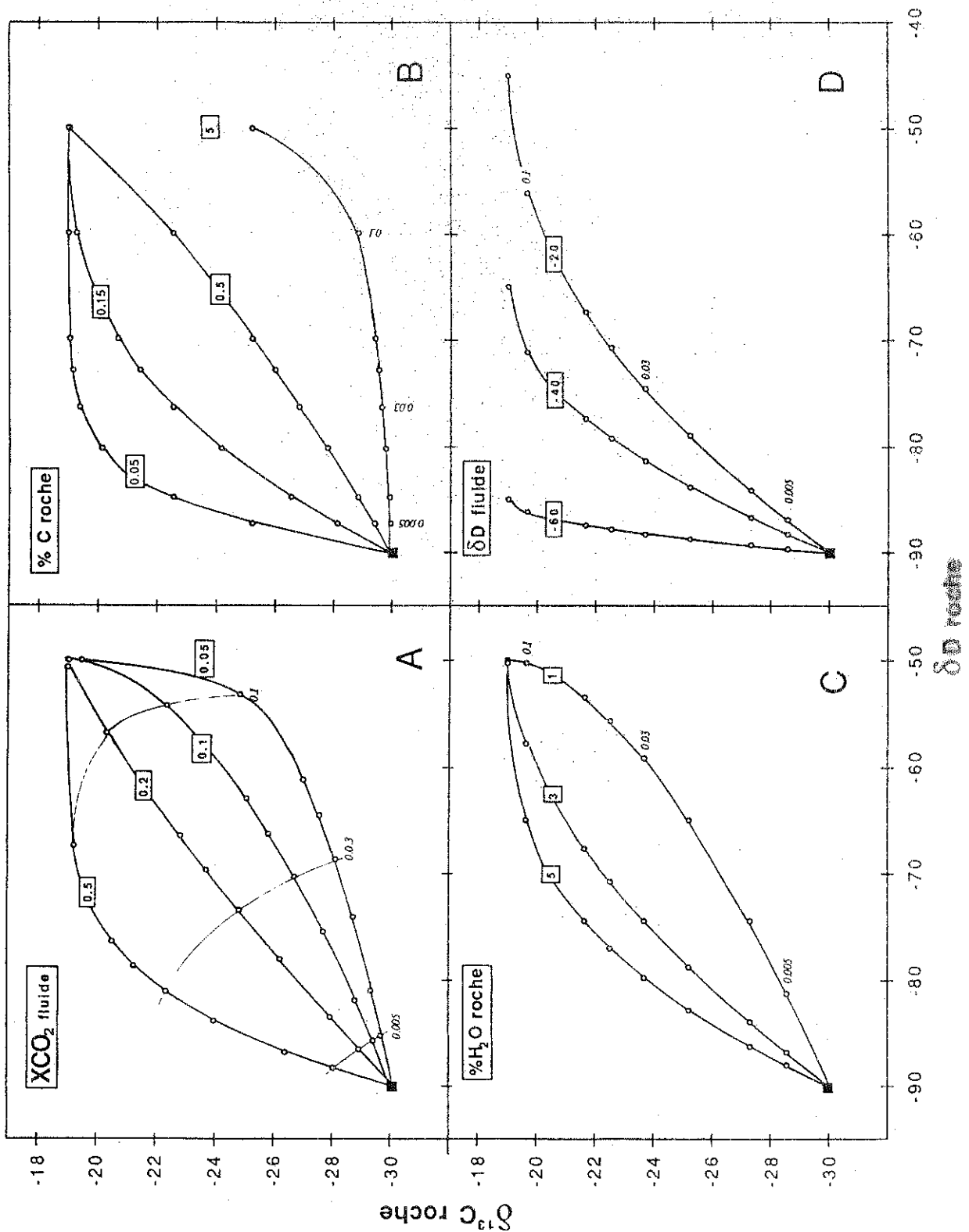


Fig. 40 - Diagrammes d'évolution des valeurs de δD et $\delta^{13}C$ d'une roche par infiltration de fluides H_2O+CO_2 . Les courbes d'évolutions sont tracées à partir du calcul des valeurs de δD et $\delta^{13}C$ pour des rapports de masses Fluide/Roche donnés de : 0.005, 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05, 0.1 et 1.

Paramètres variables : A - XCO₂ 0,5 à 0,1 ; B - %C roche 0,05 à 5 % ; C - %H₂O roche 5 à 1 % ; D - δD eau -60 à -20 ‰.

Roche de départ : $\delta D = -90$ ‰, $\delta^{13}C = -30$ ‰, C : 0,2 % sous forme graphite (pas de carbonates), H₂O* : 3,5 %.

Fluide : XCO₂ = 0,3, $\delta D = -25$ ‰, $\delta^{13}C = -10$ ‰.

Fractionnements : CO₂-graphite : +9 ‰, H₂O-roche : +25 ‰.

la plupart, des $\delta^{13}\text{C}$ graphite compatibles avec un simple rééquilibrage interne, cependant les fortes teneurs en CO_2 des fluides impliquent que les roches sont probablement tamponnées par la phase fluide. Le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 infiltré serait alors autour de -10% dans le Moyen Pays Inférieur. Cette valeur se retrouve pour les inclusions fluides du Moyen Pays Supérieur lorsque les lentilles de quartz sont éloignées de tout niveau calcaire ou graphiteux (U107 et NL400). Les schistes noirs, qui contiennent plus de 5% de C sont très difficiles à modifier (Fig. 40 B) et il faut atteindre des rapports F/R supérieurs à $0,1$ pour observer les premiers effets isotopiques. Ceci concorde avec la valeur très basse de $\delta^{13}\text{C}$ de AP825 et les $\delta^{13}\text{C}$ assez négatifs des inclusions fluides proches de niveaux graphiteux :

- du point de vue de l'hydrogène, la Fig. 40 montre que l'évolution des valeurs de δD sont dans l'ensemble plus difficiles à modifier que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$. Ceci expliquerait en partie la dispersion des valeurs de δD alors que la plupart des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont groupées autour de -22% (Fig. 41). L'influence de la teneur en eau des roches est faible dans la fourchette testée (1 à 5% ; Fig. 40 C). Enfin, le paramètre déterminant est le δD_i du fluide (Fig. 40 d). Son influence est évidente mais il faut souligner qu'à l'exception de AP199 et AP524, tous les échantillons pourraient concorder avec un fluide inférieur ou proche de -40% .

Origine des fluides exotiques

Une ou plusieurs sources de fluides peuvent être invoquées pour expliquer les données isotopiques des formations gréséo-pélitiques et les fortes teneurs en CO_2 des inclusions fluides. Les fluides infiltrés doivent répondre à deux conditions :

- δD de l'eau $>25\%$. Cette valeur très élevée n'a pas été atteinte dans les mesures faites sur inclusions fluides ($<-35\%$). Cependant, des fluides de l'ordre de -40% peuvent expliquer la majeure partie des échantillons.

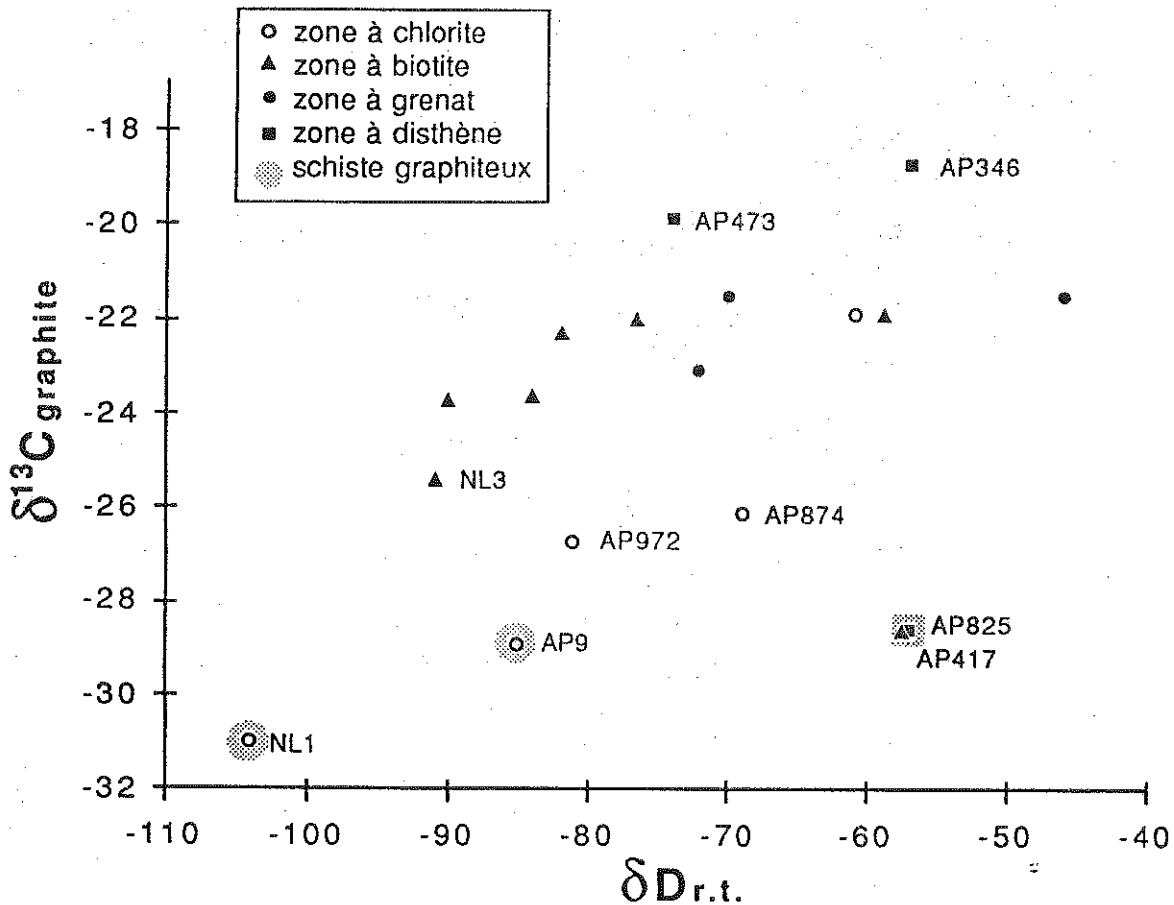


Fig. 41 - Diagramme $\delta^{13}\text{C}$ graphite en fonction de δD pour les échantillons de grès et de schistes du Moyen Pays. D'une manière générale, les échantillons sont disposés selon une courbe d'évolution rapide des $\delta^{13}\text{C}$ et plus progressive des δD ce qui correspond bien à la faible teneur en carbone des échantillons et à la fraction élevée de CO_2 des fluides (Fig. 40 A). L'évolution des schistes graphiteux est à rapprocher de la courbe 5% Fig. 40 B. Les échantillons AP417 et AP874 impliquent l'absence de CO_2 ou de faibles rapports F/R (Fig. 40A). Un fluide proche de -40‰ est suffisant pour la plupart des échantillons excepté AP199.

- $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 = -10‰.

La valeur brute de $\delta^{13}\text{C}$ = -10‰ peut traduire soit une origine mantellique (e.g. Pineau et al., 1976a, 1981 ; Javoy et al., 1982, 1986) soit, ce qui est plus raisonnable dans ce contexte, une origine crustale mixte par décarbonatation de calcaires, oxydation ou hydrolyse de graphite et échanges avec ces formations (Fig. 42)(e.g. Kreulen, 1977). Les Formations du Moyen Pays Supérieur contiennent des niveaux calcaires et des niveaux graphiteux et sont donc à même de libérer du CO_2 ayant une valeur moyenne de -10‰. Dans un premier temps, sur la

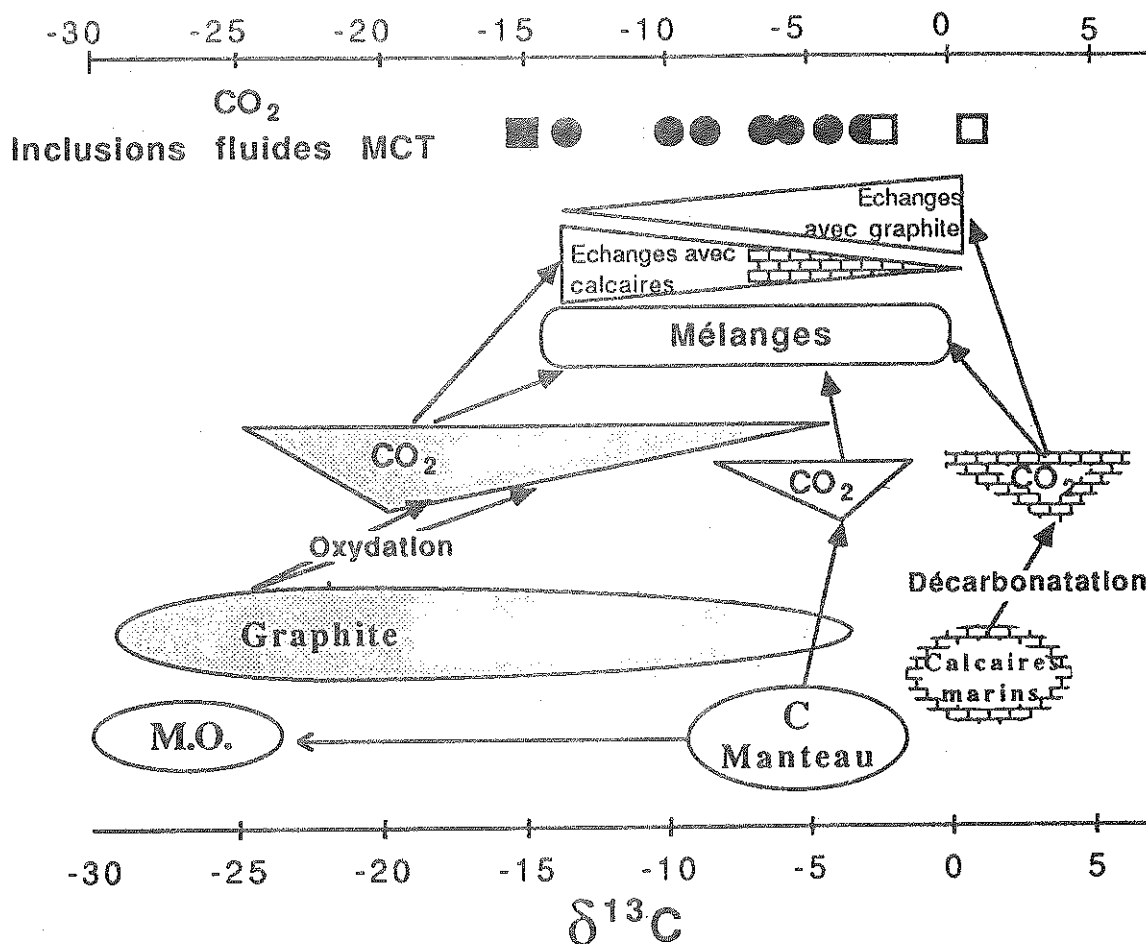


Fig. 42 - Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 des inclusions fluides de la zone du MCT comparées aux principaux réservoirs de CO_2 . La libération de CO_2 va toujours dans le sens d'un enrichissement en ^{13}C du CO_2 par rapport à sa source. Dans le contexte du Moyen Pays l'origine la plus probable de CO_2 est le mélange de CO_2 de décarbonatation de calcaires et d'oxydation de graphite ainsi que les échanges entre le CO_2 et les niveaux riches en carbone. Les échanges avec les milieux riches en carbone sont illustrés par les deux données d'inclusions fluides en milieu carbonaté (carrés ouverts) et la donnée dans un encaissant de schiste noir (carré noir). Dans le Moyen Pays Supérieur, les échanges sont très probables puisque les deux réservoirs sont présents. Dans le Moyen Pays Inférieur l'absence de tels niveaux implique une origine plus lointaine du CO_2 et une composition isotopique plus homogène.

base des données du CO_2 des inclusions fluides, l'origine proposée pour les fluides exotiques a été la volatilisation des formations équivalentes au Moyen Pays Supérieur dans des zones situées plus au Nord sous le MCT, où le métamorphisme serait plus intense (France-Lanord et al., in press, 1986). Cette solution apparaît cependant improbable car la migration se ferait avec une composante descendante du Moyen Pays Supérieur vers le Moyen Pays Inférieur. Une alternative à cette solution est de faire venir le CO_2 des niveaux situés sous le Moyen Pays au

moment du chevauchement. Ces niveaux sont pratiquement inconnus car après le chevauchement du MCT, les Formations du Moyen Pays ont elles mêmes chevauché vers le Sud d'autres formations du bas Himalaya (e.g. Sharma et al., 1984 ; Brunel et Kienast, 1986). Il est raisonnable de considérer que les formations sous-jacentes du Moyen Pays comportaient des niveaux carbonés et carbonatés. Ces niveaux ont subi un métamorphisme prograde, de plus en plus intense vers le Nord, lié au chevauchement du MCT ce qui expliquerait donc l'augmentation des teneurs en CO₂ vers le MCT. Des niveaux carbonatés sont connus à l'Ouest de la zone étudiée (Fuchs et Frank, 1970) où les Formations de Chail, qui sont les équivalents probables du Moyen Pays Inférieur (Kunchha), sont superposées à d'importants niveaux carbonatés. Les relations précises entre ces niveaux ne sont cependant pas très bien établies.

L'origine de l'eau, riche en deutérium, est plus problématique dans la mesure où la possibilité de produire des eaux métamorphiques lourdes est très restreinte dans les formations crustales généralement inférieures à -30 ‰, sauf dans les cas d'influence océanique (croûte océanique, ophiolites e.g; Heaton et Sheppard, 1977) qui ne sont pas connues dans cette zone. Les formations anciennes, type Moyen Pays ou leur soubassement, ont des valeurs initiales de δD beaucoup trop basses pour libérer des eaux aussi élevées que -25‰. En fait seuls des sédiments marins qui contiennent encore des quantités importantes d'eau de formation sont susceptibles de produire des eaux lourdes (Clayton et al., 1966). Ce type d'eau lourde a pu être libéré sous le Moyen Pays si un des chevauchements qui a suivi le MCT a charrié le Moyen Pays sur des formations sédimentaires récentes. Des sédiments marins récents impliqués dans le MCT ou des chevauchements postérieurs sont connus :

- dans la partie Ouest du Népal, les Formations de Dagshai (grès Oligomiocène) et de Subatu (calcaires nummulitiques Eocène) sont chevauchées par le MCT (Fuchs et Frank, 1970) ;

- au Népal central, Sakai (1983, 1984) reporte dans les Formations de Tansen au sud de Pokhara, une formation Eocène marine.

Ce type de formation représente une origine possible pour l'eau exotique du Moyen Pays.

Cette hypothèse est très incertaine et pose le problème de la chronologie des infiltrations. De plus, de telles eaux seraient nécessaires pour les seuls échantillons AP199 et AP524. Pour les autres échantillons, l'infiltration de fluides entre -35 et -45 %, dans les zones proches du MCT, expliquerait l'absence des valeurs très négatives de δD (<-80 %) fréquentes au Sud. Il est raisonnable d'envisager que les formations situées sous le Moyen Pays avant le chevauchement aient pu libérer avec le CO_2 de l'eau ayant des valeurs de δD autour de -40%, qui sont plus "normales" pour les formations métamorphiques. L'infiltration aurait alors pour conséquence d'homogénéiser les compositions isotopiques d'hydrogène et d'augmenter les valeurs les plus négatives.

CONCLUSION

L'étude isotopique des roches et des fluides du Moyen Pays permet, en particulier par la comparaison de niveaux équivalents dans des conditions métamorphiques différentes, de mettre en évidence l'échelle et le type de certains des processus qui induisent l'activité des fluides. Pêcher (1978, 1979) avait montré, (1) la présence de CO_2 dans la phase fluide et, (2) l'augmentation de la teneur en CO_2 vers le MCT. Cette augmentation assez régulière des teneurs en CO_2 et la relative abondance des lentilles d'exsudation de quartz semblaient indiquer des circulations de fluides à grande échelle. L'étude isotopique confirme cette analyse par l'incompatibilité de certaines évolutions isotopiques avec des modèles en système fermé ou des modèles de volatilisation. De plus il apparaît une hétérogénéité des compositions isotopiques H-C-O dans des niveaux de lithologie comparable et dans les mêmes conditions métamorphiques. Cette hétérogénéité peut résulter d'une part de la variabilité primaire des formations et, d'autre part, du jeu inégal des infiltrations et des volatilisations.

Les réactions faisant intervenir des volatilisations sont toujours très faibles pour celles pouvant produire du CO_2 , soit à partir des calcaires impurs du Moyen Pays Supérieur soit à partir du graphite présent en trace dans tous les schistes. Seuls les schistes graphiteux du Moyen Pays Supérieur ont peut-être libéré du CO_2 . Cependant les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 des inclusions fluides sont, en moyenne, trop élevées pour un CO_2 qui serait principalement issu du graphite. Les réactions libérant de l'eau (réactions d'apparition de la biotite), sont très inégalement avancées et des échantillons de chimisme très proche peuvent contenir des quantités relatives de biotite très variables dans des conditions thermiques similaires. C'est seulement dans la zone à disthène que l'apparition importante de la biotite est systématique, la chlorite demeurant cependant encore présente. Les réactions de déshydratation s'accompagnent apparemment d'une diminution notable de δD des roches de l'ordre de 15 % pour une déshydratation de 50 %.

Les infiltrations de fluides ont lieu à diverses échelles. A l'échelle des hétérogénéités lithologiques (décamétrique), elles favorisent les échanges entre les niveaux calcaires et les niveaux grésopélitiques du Moyen Pays Supérieur ce qui se traduit par des diminutions de $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates des calcaires proches du MCT. A plus vaste échelle, des migrations de CO_2 sont nécessaires pour expliquer les teneurs en CO_2 qui atteignent 50 %mol au MCT et 20 à 40 %mol dans le Moyen Pays Inférieur qui ne contient pratiquement pas de carbone. La composition isotopique probable de ce CO_2 exotique serait autour de -10 %, ce qui correspond (1) aux valeurs mesurées pour le CO_2 des inclusions fluides proches du MCT dans des milieux "neutres" (sans carbone) et, (2) au CO_2 en équilibre avec le graphite des échantillons grésopélitiques. Des migrations d'eau, également à grande échelle, ayant des valeurs de δD proches de -40 % pourraient expliquer la disparition des valeurs <-80 % dans les zones à disthène et grenat. L'échelle des migrations dépend de l'origine des fluides exotiques. L'hypothèse la plus plausible (Fig. 43) est de faire provenir un fluide $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ des niveaux situés

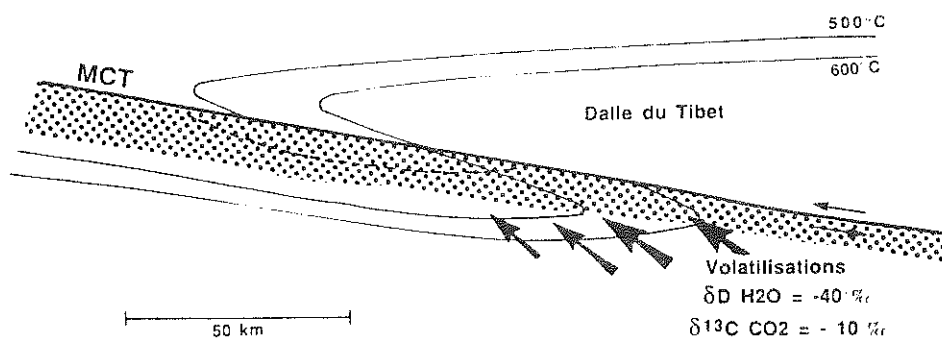


Fig. 43 - Schéma de principe montrant l'origine des fluides qui circulent dans le Moyen Pays (aire ombrée). Les fluides sont issus des réactions de volatilisation des niveaux crustaux situés sous le Moyen Pays. L'intensité du métamorphisme s'accroît vers le Nord et il est donc prévisible que les volatilisations y soient plus importantes.

sous le Moyen Pays au moment du chevauchement. Des formations métasédimentaires classiques peuvent produire ce type de fluide avec des signatures isotopiques compatibles. Dans ce cas l'échelle de migration serait au moins de l'ordre de l'épaisseur du Moyen Pays inférieur, soit ≈ 10 kilomètres. Les valeurs de δD des deux échantillons les plus riches en deutérium (AP199 et AP524) ne rentrent pas dans ce modèle. Quatre possibilités sont proposées pour ces deux échantillons :

- l'échantillonnage de la zone à chlorite est incomplet et ne représente pas la gamme initiale totale de δD . Les valeurs ≈ -45 ‰ seraient alors antérieures au MCT ;

- ces échantillons appartiennent à des contextes particuliers très réducteurs et des volatilisations de CH_4 et H_2 ont entraîné une augmentation de δD . Ces échantillons ne présentent cependant pas de caractère particulier de milieu réducteur et aucun signe de

déshydratation. De plus aucun fluide de ce type n'est connu dans la zone du MCT ;

- des fluides lourds $\delta D > -25 \%$ ont circulé dans le Moyen Pays. Une origine possible serait la déshydratation de sédiments marins récents sur lesquels le Moyen Pays aurait été charrié après le MCT. Il n'existe cependant pas d'évidence de chevauchement de telles formations dans la zone étudiée.

-les deux échantillons ont été rééquilibrés avec des fluides à -40% , à basses températures ($200-300^\circ\text{C}$), pour lesquelles les fractionnements muscovite-eau sont petits (Lambert et Epstein, 1980).

Dans les zones proches du MCT, les circulations de fluides, facteurs classiques d'homogénéisation, sont trop inégales pour rééquilibrer toutes les formations. Les facteurs d'inégalités sont multiples et comprennent, (1) l'hétérogénéité des fluides, (2) les circulations à la faveur de fractures qui limitent les interactions avec les roches, (3) l'influence de la perméabilité des niveaux, (4) l'influence des réactions de volatilisation qui s'opposent à l'introduction de fluides externes, (5) l'influence de la lithologie. Pour ce dernier point, Pécher (1978) a souligné que les exsudats de quartz sont plus fréquents dans les niveaux pélitiques que dans les niveaux gréseux pourtant plus siliceux. Les niveaux riches en carbone modifient également l'effet des circulations de fluides dans la mesure où les fluides qui traversent des calcaires ou des schistes noirs sont tamponnés par ces niveaux et auront donc des compositions très différentes de -10% . Cet effet est net pour le CO_2 des fluides du Moyen Pays Supérieur qui varient de $1,2$ à -15% .

D'un point de vue plus général, cette étude montre le caractère initial assez variable de Moyen Pays pour les compositions isotopiques de l'hydrogène avec plus de 60 % des valeurs $< -76 \%$. Elle confirme les fortes teneurs en eau générales des Formations du Moyen Pays. Les réactions de déshydratation sont faiblement prononcées jusqu'à la zone à disthène et commencent à être sensibles au niveau du MCT. Ceci tient

probablement au fait que la majorité de l'eau est contenue par la muscovite qui n'est encore que très peu impliquée dans les réactions métamorphiques. Par conséquent il est raisonnable d'envisager que dans les niveaux du Moyen Pays situés plus au Nord sous le MCT, où le métamorphisme sera plus intense, les déshydratations seront plus importantes. L'apparition massive de biotite et de disthène aux dépens de la muscovite et de ce qui reste de chlorite peut dans la plupart des cas entraîner la libération de 2 à 3 % poids d'eau. La valeur de δD typique de cette eau est difficile à prévoir car il apparaît que des circulations provenant probablement de niveaux plus profonds du Moyen Pays ont tendance à homogénéiser les valeurs vers -60 ‰. mais que les réactions de déshydratation diminuent les valeurs de δD . Plusieurs schémas peuvent être envisagés selon que les niveaux qui vont se déshydrater ont ou non subi une réhomogénéisation par un fluide externe proche de -40 ‰. D'une manière générale, on peut s'attendre à des fluides assez pauvres en deutérium compte tenu (1) du caractère initial souvent très négatif du Moyen Pays et (2) de l'effet isotopique des volatilisations, de plus en plus fort au fur et à mesure du processus. Dans la zone du MCT étudiée, les fluides sont riches en CO_2 d'origine plus profonde mais il est probable que les formations du Moyen Pays Supérieur soumises à des conditions métamorphiques plus intenses commencent à libérer du CO_2 . Dans ce cas, une valeur intermédiaire de -10 ‰ est la plus probable. Les modèles tectono-métamorphiques himalayens faisant intervenir les fluides du Moyen Pays, en particulier pour la fusion de la Dalle du Tibet doivent donc prendre en compte, (1) que les déshydratations massives du Moyen Pays interviennent plus au Nord de la zone étudiée, (2) que les fluides sont probablement assez négatifs vers $-90 < \delta D < -60$ ‰, (3) que les fluides sont riches en CO_2 avec un $\delta^{13}C$ proche de -10 ‰.

Chapitre 4

Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite : evidence for heterogeneous sedimentary source.

**Christian France-Lanord, Simon M.F. Sheppard
and Patrick Le Fort**

Abstract - The Manaslu granite belongs to the High Himalaya leucogranitic belt which was produced by melting of the crust during postcollisional thrusting. δD and $\delta^{18}O$ values have been determined for whole rock and coexisting minerals from the ~ 8 km thick Manaslu massif and its 50 km long dyke sheet, its country rocks and the Formation 1 (F1) paragneisses which are the source of the granite. For the granite, $\delta D_{\text{muscovite}}$ range from -70 to -85‰ and $\delta^{18}O_{\text{W.R.}}$ from 10.9 to 12.8‰. H and O-isotope fractionations among minerals are consistent with high temperature equilibrium and, for oxygen, closed system evolution. A few samples, coming mainly from the dyke swarm, have very low δD values (down to -188‰) and biotite-muscovite H-isotope fractionations indicative of disequilibrium; the D/H ratios of associated magmatic tourmaline are essentially unmodified. From the distribution of δD values in the granite and its country rocks, circulation of very low deuterium meteoric hydrothermal waters was extremely localized. Because these waters are depleted in deuterium by up to 50 ‰ relative to modern meteoric waters, the Manaslu area was either at an altitude substantially higher than that of today (2500-6000m for the analyzed samples) or a mountain chain once existed to the south.

The F1 gneisses have $\delta^{18}O_{\text{quartz}}$ between 12 and 14.3‰ which confirms that the granite was generated from F1, but δD values are ≈ 20 ‰ higher than in the granite. Such a difference can be a result of degassing of the magma and/or introduction of fluid in the melting zone. Infiltration of low δD fluid (≈ -90 ‰) into the hot but dry F1 probably triggered partial melting; these fluids could have come from the dehydration of the Midlands sediments which are separated from the overlying F1 by the Main Central Thrust.

The correlations among $\delta^{18}O$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20 \text{ Ma}}$ and ϵNd values in both F1 and the granite indicate that the variations of these isotopic ratios in the Manaslu are inherited from those in F1 at the time of melting. In turn, these ratios in F1 are related to the proportion of quartz and phyllosilicates for the isotopic ratios of Nd and O, and to the quantity of radiogenic Sr generated within the sediment, which is a function of age and Rb content (amount phyllosilicate). Some other Himalayan leucogranites require either other crustal source rocks or the $\delta^{18}O$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of F1 vary along the Himalaya.

INTRODUCTION

The Manaslu leucogranite is one of the High Himalaya adamellites produced and emplaced late in the collision history between Asia and India. Numerous geological and multi-isotopic (O,Sr,Nd,Pb) studies (LE FORT et al., 1987, and references therein; DENIEL et al., 1987) have shown that they were derived by the partial melting of a thick quartzo-pelitic sequence, the Formation 1 (F1) gneisses of the Tibetan Slab or High Himalaya crystalline. Melting took place in a special tectonometamorphic environment near, but above, the Main Central Thrust (MCT) (Fig. 44). The MCT is a shear zone (PECHER, 1978; PECHER and LE FORT, 1986) separating the overlying Tibetan Slab (Greater Himalaya, Central Crystalline) from the underlying sediments of the Midlands Formations (Lesser Himalaya). The inverted metamorphism in the sediments below the MCT implies that the overthrust Tibetan Slab was hot (LE FORT, 1975). Because of this setting, LE FORT (1981) proposed that fluids were liberated during volatilization of the underlying sediments and that they migrated into the hot and dry Tibetan Slab, inducing partial melting of the gneisses.

This study presents hydrogen and oxygen isotope data on the Manaslu granite, its country rocks and F1. The isotopic features are then considered in relation to magmatic and post-magmatic processes. The primary values are then discussed in terms of the isotopic variations in the source region of the magma. The nature and role of fluids related to the Manaslu magmatism are defined and applied to High Himalaya leucocratic magmatism in general.

THE MANASLU LEUCOGRANITE

The Manaslu granite is located in the High Himalaya of Central Nepal (COLCHEN et al., 1980, 1986). It was emplaced between the Tibetan Slab gneisses and the overlying unmetamorphosed Tibetan Sedimentary Series (Fig. 44). The main granite massif (Fig. 44), which will be referred to subsequently as the massif, is about 8 km thick and lies to the NW of the Manaslu peak (8134m). Towards the east, at the same structural level (Fig.

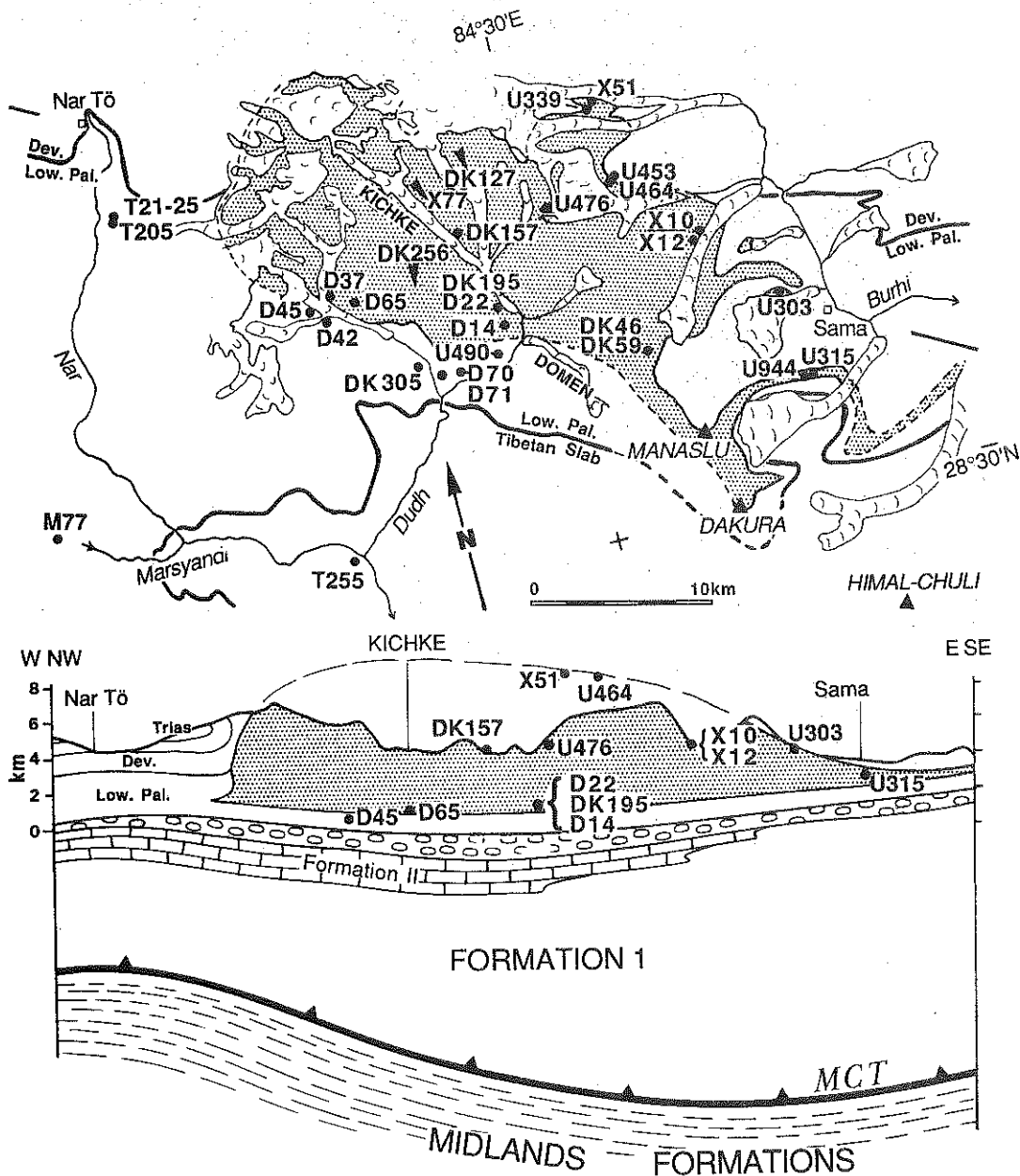


FIG.44. Map and E-W cross section of the Manaslu granite massif with sample locations. The Chhokang arm begins on the eastern part of the massif. Geological contours (COLCHEN et al., 1980) in the country rock are given between Tibetan Slab and Lower Palaeozoic (Low. Pal.) and, in Tibetan Sedimentary Series, between Lower Palaeozoic and Devonian (Dev.). An arrow indicates a displaced sample. The cross section is drawn at the position of maximum thickness of the pluton. Samples have been plotted in an equivalent position with regards to the limits of the granite. Vertical scale below. Formation 3 (F3) is estimated.

45), the massif changes into a dyke swarm, one to two hundred metres thick and 50 km long, called the Chhokang arm.

This two mica granite sometimes contains tourmaline and garnet. Major minerals are quartz (30 %), zoned plagioclase An 16

to 6 (< 40 %), K feldspar (20 %) and muscovite (10%). Apart from the variable occurrence of tourmaline and biotite, the mineralogical mode is very uniform and reflects the broad chemical homogeneity of the massif. The grain size among different facies, however, varies from half a millimetre to centimetres. Almost all samples are petrographically unaltered; chloritization of biotite and sericitisation of feldspar are extremely rarely observed. Biotite is a minor mineral (2-5 %), of small size ($\approx 1\text{mm}$) and is frequently overgrown by muscovite (1 to 30 mm). The chemical composition of biotite is variable. It is characterized by high iron ($\approx 25\%$ Fe_2O_3), aluminium ($\approx 20\%$ Al_2O_3) and lithium (≈ 2000 to 5000 ppm, Table 19). The H_2O^+ content is between 3 and 4 percent (Table 19), which is high but not exceptional for unaltered biotites. Muscovite is the major hydrous phase ($\approx 10\%$). Petrographically, it could be of magmatic origin as it never grew at the expense of other minerals and it is often euhedral. The tourmaline is a black schorl and is not always present. It occurs both as disseminated grains in the rock, and thereby is part of the magmatic paragenesis, and in aplitic and pegmatitic assemblages. BENARD et al. (1985), have shown experimentally that Manaslu tourmaline can crystallize from magma at an early stage under water saturated conditions and with sufficient boron in the system.

The granites in the massif are essentially undeformed. The frequent planar organization of the muscovite, also shown to a lesser degree by the elongation of the euhedral plagioclase, may be a magmatic fabric. In contrast, the granites of the Chhokang arm are often deformed to varying degrees. Development of schistosity, kinked and curved cleavage of micas, low preferred orientation of quartz lattice characterize this deformation. In some samples of the Chhokang arm, development of prismatic boundaries in quartz grains indicates the highest deformation level. Aplitic and pegmatitic networks, intrusive in and outside the granite, evidence late magmatic activity.

ORIGIN AND GENESIS OF THE GRANITE

Field arguments, major and trace element chemistry (LE FORT, 1973, 1975, 1981; CUNEY et al., 1984) and Sr-, Nd-, Pb- and

O-isotope studies (VIDAL et al., 1982,1984; DENIEL et al.,1986, 1987) all indicate that the Formation 1 (F1) gneisses of the Tibetan Slab are the most probable parental rocks of the Manaslu granite. However, MOLNAR et al (1983) have proposed that the granites were derived from below the MCT because the thermal conditions for melting were more readily attained there. This is not supported by either field observations or the Sr-isotope data on the Midlands Formations. Ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculated for 20 Ma are all higher than 0.8 (DENIEL, 1985 ; VIDAL, pers. comm., data in FRANCE-LANORD, 1987). The main Sr-, Nd-, Pb- and O-isotope features of the granite are:

- high variability of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.730 to 0.770) and ϵ_i Nd (-13 to -17) ;
- homogeneous and high values for $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 15.8$ and for $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 18.8$;
- $\delta^{18}\text{O}$ whole rock values between 11.5 and 14‰, but with most samples at $\approx 12.5\%$.

All of these isotopic ratios of the granite fall within the isotopic ranges observed or calculated for F1 gneisses at the time of melting. They support the model of LE FORT (1981) where the Manaslu granite was derived from F1. Similar conclusions were reached on other High Himalaya leucogranites by DIETRICH & GANSSER (1981), BLATTNER et al.(1983), FERRARA et al.(1983), VIDAL et al.(1984), GARIEPY et al.(1985) and DEBON et al.(1986). The Sr- and Nd-isotope heterogeneities in the granite are interpreted as being inherited from the F1 source rocks. The granite, therefore, results from the coalescence of independent aliquots of magma produced during the partial melting of the quartzo-pelitic metasediments. There was no more than limited mixing among the different batches of magma (DENIEL et al., 1987). Neither the parental metasediments nor the granites were isotopically homogenized by a convecting fluid phase (SHEPPARD, 1986).

ANALYTICAL TECHNIQUES

Classical methods were used for quantitative extraction of structural hydrogen (FRIEDMAN, 1953), oxygen of silicates (CLAYTON and MAYEDA, 1963) and carbon and oxygen from

carbonates (McCREA, 1950). Extraction yields were manometrically measured on H₂ and CO₂ gases. The H₂ yield also provides the H₂O+ content of the sample. Isotopic ratios (D/H, ¹⁸O/¹⁶O) were measured on H₂ and CO₂ gases using a VG 602D mass spectrometer. Results are expressed in δ notation in permil relative to SMOW for H- and O-isotope and to PDB for C- isotope. For NBS-28, δ¹⁸O = 9.60‰. Reproducibility for standards and duplicates is around 2‰ for δD and 0.2‰ for δ¹⁸O.

ISOTOPIC RESULTS

Hydrogen isotope data of the granite

D/H ratios have been determined on coexisting muscovite, biotite and, where possible, tourmaline for 14 samples from the massif and 10 from the Chhokang arm dyke system (Table 19). All samples are petrographically unaltered except for one chloritized biotite from the main body (D14). Data are presented with their locations on Fig. 45. In the main body, δD values of all muscovites, biotites and tourmalines are relatively uniform except for D14 micas (and chlorite) and X10 biotite. Mean values are: δD_{musc} = -77 ± 7‰, δD_{biot} = -98 ± 10‰, δD_{tourm} = -75 ± 2‰. The single chloritized sample (D14) is extremely D-depleted with both chlorite and muscovite of ≈ -186‰. Muscovite-biotite fractionations are also quite uniform (Fig. 46) around 23. The pegmatite (DK127), which is intrusive into the granite, has δD values similar to those of the surrounding or nearby granite.

For the Chhokang arm, δD values are highly variable for both muscovite (-127 to -64‰) and biotite (-162 to -89‰) with no petrographic evidence for chlorite. The δD values of tourmaline are much more uniform around -77 ± 12‰ and comparable with those of the massif. Muscovite-biotite fractionations are variable between 21 and 57.

Excluding the chloritized biotite, no correlation exists between δD_{biotite} and the water content of the biotite (Table 19). Such a correlation can be characteristic of alteration processes even in the absence of visible chlorite (CLAUER et al., 1982). The large majority of samples from the massif and some samples from

the Chhokang arm have δD values between -84 and -64‰ for muscovite and uniform muscovite-biotite fractionations of ≈ 25 .

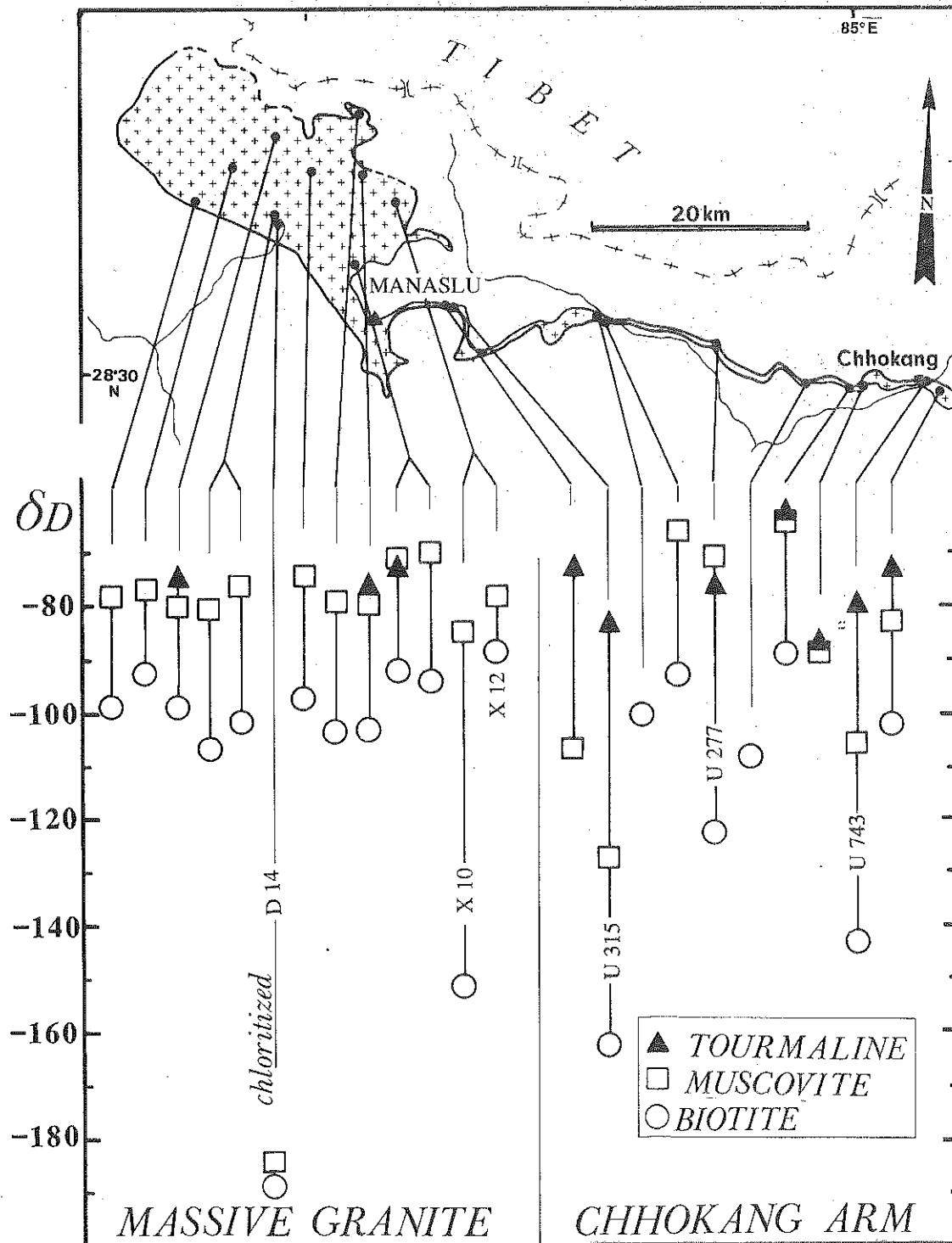


FIG.45. δD values for coexisting tourmaline, muscovite and biotite of granite from the Manaslu massif and Chhokang arm. Most values of the massif part are homogeneous, whereas in the Chhokang arm they are more scattered.

Table 19- Hydrogen isotope data, H₂O⁺ and lithium content of coexisting muscovite, biotite and tourmaline of the Manaslu leucogranite in the massive and the Chhokang arm.

Sample N°	Short description	grain size	δD ‰ SMOW			10 ³ lnα _{mu-bi}		H ₂ O ⁺ wg.% Li ppm		
			Mu.	Bi.	Tour.	Meas.	Calc.	Mu.	Bi.	Tour. in bi.
MASSIVE GRANITE										
D14	2micas, undeformed altered feldspar, chloritized biotite	C	-184	-188		5		4.7	9.9	
D22	2micas, undeformed	C	-81	-106		27	28	4.3	3.2	1566
D65	2micas, undeformed	M	-77	-99		23	27	4.2	3.4	2067
DK46	2micas+tour, undeformed	M	-71	-92	-70	23	*26	4.2	3.5	3.1 4783
DK59	2micas, undeformed	C	-70	-94		26	*27	4.3	2.8	
DK127	pegmatite, 2micas+tour	C	-84	-108		26	*30	4.0	3.4	
DK157	2micas, undeformed	C	-76	-92		17	28	4.1	3.8	
DK195	2micas+tour, undeformed	C	-76	-102		29	29	4.2	4.0	1971
U464	2micas+tour, undeformed	M	-79	-101	-77	24	24	3.9	3.3	3.1
U476	2micas, undeformed	M	-74	-97		25	26	3.6	3.6	
X10	2micas, undeformed, cm sized muscovite	C	-85	-151		75		4.3	3.5	
X12	2micas, weak deformation	C	-78	-89		12	*25	3.7	4.6	4231
X51	2micas, undeformed	C	-79	-103		26		4.0	3.9	
X77	2micas+tour, undeformed	C	-80	-99	-75	21	*27	4.2	3.8	3.0
CHHOKANG ARM										
U277	2micas+tour, deformed folded & unfolded musc.	C	-71	-122	-76	57	29	4.3	4.6	3.1
U315	2micas+tour, weak def., feldspar granulation	F	-127	-162	-85	41	31	4.2	4.0	3.3
U697	2micas+tour	M	-83	-102	-72	21	28	4.3	4.0	2.8
U743	2micas+tour, deformed	M	-106	-143	-80	42	30	4.4	3.8	3.2
U884	2micas, undeformed magmatic fabric	F	-65	-93		30	28	4.4	3.8	
U888	2micas, weak deformation	F		-100					3.9	
U944	2micas+tour		-107		-73			4.1		2.9
NL210	2micas, very deformed	F		-108					3.0	
NL224	muscovite+tour, deformed	M			-74					3.1
NL234	2micas+tour, very deformed folded micas, broken tour	F	-64	-89	-64	27	29	4.3	3.6	3.1 1885
NL267	2micas+tour, magmatic fabric	F	-66		-89			3.8		3.1

Reproducibility is ±2‰ for δD and ±0.1% for H₂O⁺. Abbreviation: Mu.: muscovite, Bi: biotite, Tour. : tourmaline, C: coarse, M: medium, F: fine, * indicates calculation with a standard muscovite.

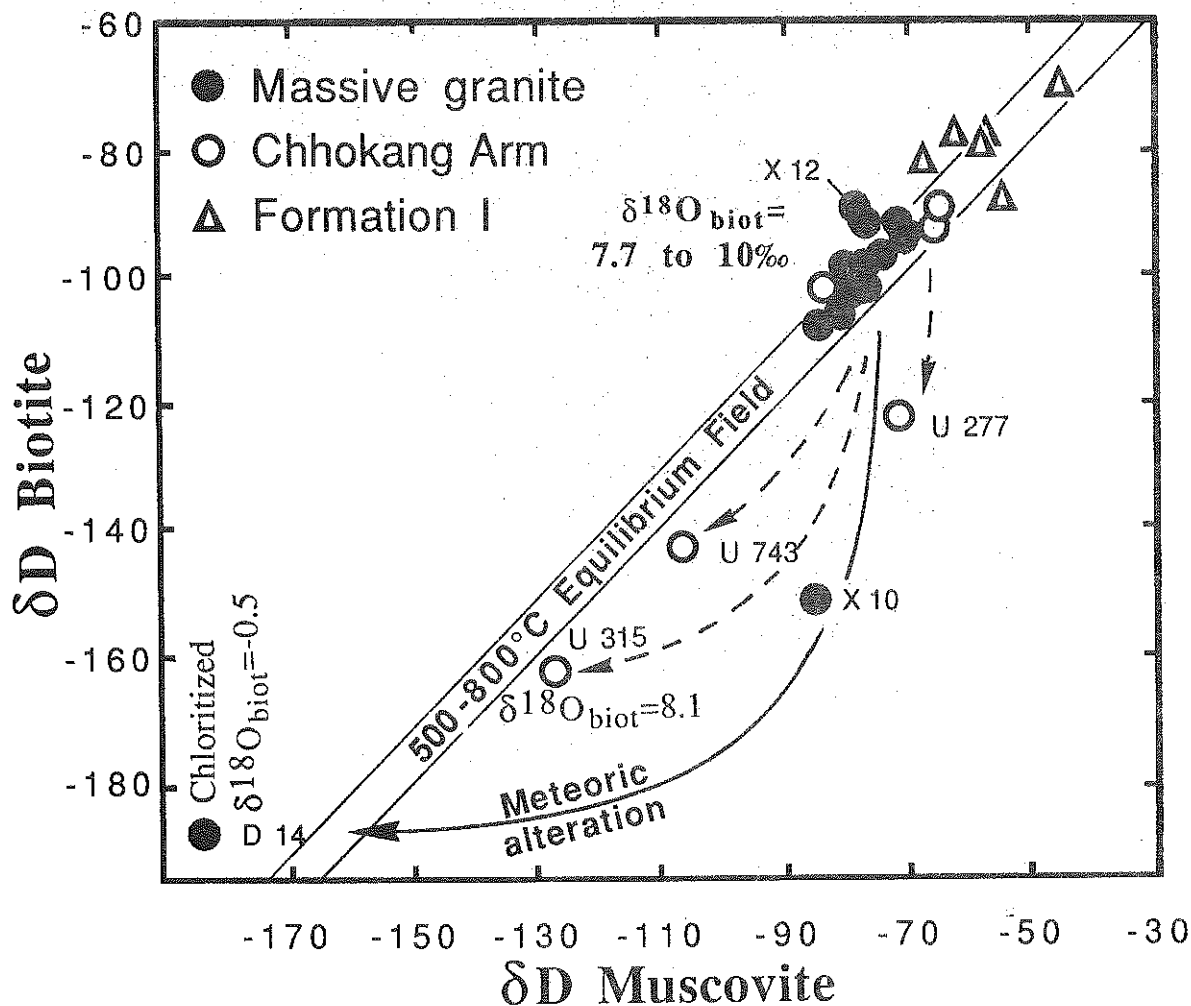


FIG.46 $\delta\text{D}_{\text{biotite}}$ versus $\delta\text{D}_{\text{muscovite}}$ for the massif and Chhokang arm granites and F1 gneisses. Equilibrium field is for muscovite-biotite fractionation of 30 and 20. $\delta^{18}\text{O}$ values of biotite are given for the unaltered massif, U315 and D14. See text for discussion.

Muscovite-biotite hydrogen isotope fractionations

Experimental studies by SUZUOKI and EPSTEIN (1976) on mica-water systems have shown that isotopic fractionations between 500°C and 850°C depend on temperature and the octahedrally coordinated cation composition. Mineral-water fractionation versus temperature curves for different types of micas are parallel. This implies that the fractionation between two cogenetic micas is independent of temperature and varies only with cation composition. On this basis, SUZUOKI and EPSTEIN (1976) have proposed an equation for fractionations among micas as a function of molar fractions of six-fold coordinated cations (Al, Fe, Mg). We have not used this relationship because it does not

take into account the lithium content which is important for Manaslu biotites (Table 19). SUZUOKI and EPSTEIN (1976) have also shown that there is a good correlation between fractionation and the atomic mass/charge ratio (M/C) for the octahedrally coordinated cations at 650°C. Using this relation, the fractionation among two micas is a function of the difference between the M/C ratio of the two phases :

$$1000 \ln \alpha_{\text{musc-biot}} = -3.19 (M/C_{\text{musc}} - M/C_{\text{biot}})$$

For the Manaslu micas, complete chemical analyses including Li, Fe²⁺ and Fe³⁺ contents, are not available for every sample. Therefore, the muscovite-biotite fractionations expected for equilibrium have been calculated with the available data and, if lacking, typical values have been used: Li= 2000 ppm and Fe²⁺/Fe_{tot}=0.85 for biotite and M/C=10 for muscovite. With these approximations, calculated fractionations of 24 to 30 are similar to most measured fractionations (Table 19). On a plot of $\delta D_{\text{biotite}}$ versus $\delta D_{\text{muscovite}}$ (Fig. 47) most samples of the main massif and three of the six from the Chhokang arm thus fall in the field of equilibrium fractionations. In general, disequilibrium fractionations (U277, U315, U743 and X10) are too large.

Oxygen data on the granite

$\delta^{18}\text{O}$ analyses for whole-rock and coexisting quartz, feldspars, tourmaline, muscovite and biotite are given in Table 20. Samples (Fig. 44) have been selected to represent the range of Sr_i isotope ratios heterogeneities in the unaltered granite from the massif. The most D-depleted sample of the Chhokang arm (U315) and the chloritized sample D14 have also been analysed.

Excluding U315 and D14, $\delta^{18}\text{O}$ values for minerals are variable, with ranges of about 2‰, but the mineral-mineral fractionations are essentially identical (Fig. 47 and 48). Whole rock values, of 10.9 to 12.8‰, for 11 samples also have a similar range (Fig. 47). These variations of the whole rock $\delta^{18}\text{O}$ values cannot be due to modal variations as they are dominated by the abundance of quartz and feldspars, whose proportions are relatively uniform throughout the massif. The reasons for the isotopic variations of quartz or feldspars are therefore applicable

to the whole rock values.

The chloritized sample D14 is characterized by very low $\delta^{18}\text{O}$ for chlorite (-0.5‰) and feldspar (1.5‰) compared to all other samples. Quartz (11.2‰) and muscovite (10.0‰) are less depleted in ^{18}O and reflect the higher resistance of these minerals to subsolidus oxygen isotope exchange. U315 is an intermediate case where the biotite and feldspars are ^{18}O -depleted by about 1‰.

Table 20- Oxygen isotope data (‰ SMOW) for samples of the Manaslu granite.

Sample	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{18}\text{O}/\Delta Q\text{-Min}$				
	W.R.	Q	F	T	Mu	Bi	A
D14	chloritized	biotite, very low δD					
		11.2	1.7		10.0	-0.5	
			9.5		1.2	11.7	
D22	11.5						
D37	11.0						
D45	12.1						
U303	12.8						
U315	Chhokang Arm dyke, low δD .						
	12.9	13.7	11.2		11.2	8.1	
			2.5		2.5	5.6	
U464	12.2*	13.7	11.9		10.9	9.9	
			1.8		2.8	3.8	
U476	12.3*	13.5	11.9			8.9	
			1.6			4.6	
X12	12.7						
X77		13.7	12.1	11.6	10.8	9.2	
			1.6	2.1	2.9	4.5	
DK46	12.0						
DK59	11.8						
DK168	12.2						
DK195	10.9*	12.3	10.7		9.2	7.7	9.2
			1.6		3.1	4.6	3.1
DK256	pegmatite into the granite						
		13.4	12.0	11.6		9.4	
			1.4	1.8		4.0	

Q: quartz; F: feldspar; Mu: muscovite ; Bi: biotite; T: tourmaline
W.R.: whole rock ; A : apatite ; *:calculated value . Data for
sample DK 256 have been provided by Claire RAMBOZ.

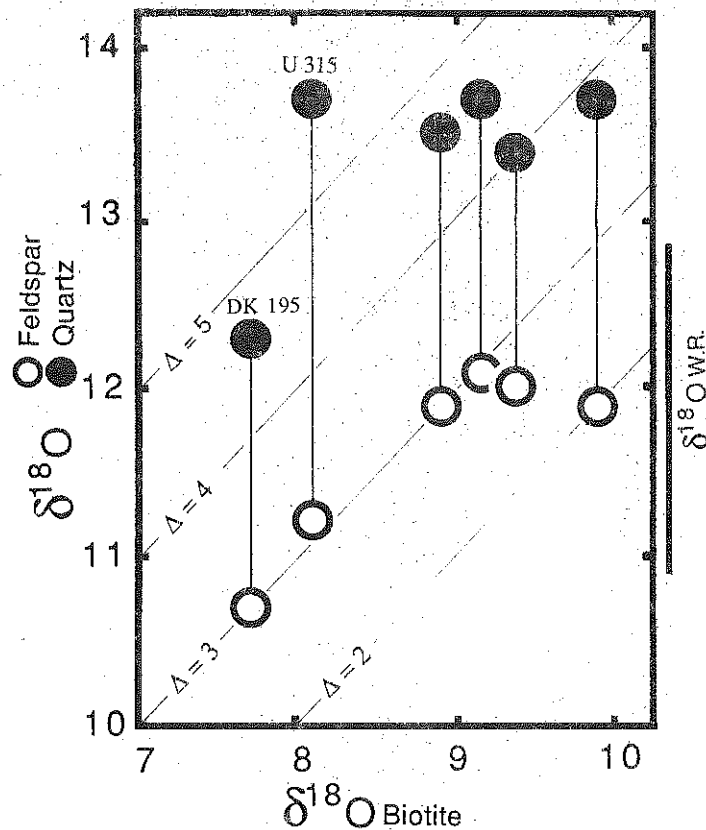


FIG.47 $\delta^{18}\text{O}$ quartz and feldspar versus $\delta^{18}\text{O}$ biotite values for the Manaslu granite. Except for U315, Δ (quartz-biotite) is between 4.6 and 3.8‰ and Δ (quartz-feldspar) is between 2 and 3‰. Both Δ are independent of $\delta^{18}\text{O}$ values. Black line on the right, gives the range of $\delta^{18}\text{O}$ values for whole rock samples.

Fractionations between quartz and other minerals are given in Table 20 and are plotted in a $\Delta\text{Q-Bi}$ versus $\Delta\text{Q-F}$ diagram (Fig. 48). The fields of other granitic rocks and tuffs from the literature have been reported in order to compare them to the Manaslu. The two lines of slope 1.6 and 2.8 are taken from LARSON and TAYLOR (1986). They represent the most probable limits of the field for isotopic equilibrium between the three minerals. This field however is not very well defined as the biotite-water fractionation factor has not yet been well calibrated as a function of temperature. The smaller fractionation indicates the higher temperature. All Manaslu samples plot near the line at 2.8. The five samples from the massif are very similar with $\Delta\text{Q-Bi}$ between 3.8 and 4.6‰, $\Delta\text{Q-F}$ around 1.6‰, and $\Delta\text{Q-Mu}$ about 2.9‰. U315, from the Chhokang arm, has higher $\Delta\text{Q-Bi}$ and $\Delta\text{Q-F}$ values. However this sample is more complicated as $\Delta\text{F-Mu}$ is 0 and therefore in disequilibrium. Based on the δ - δ and Δ - Δ relationships

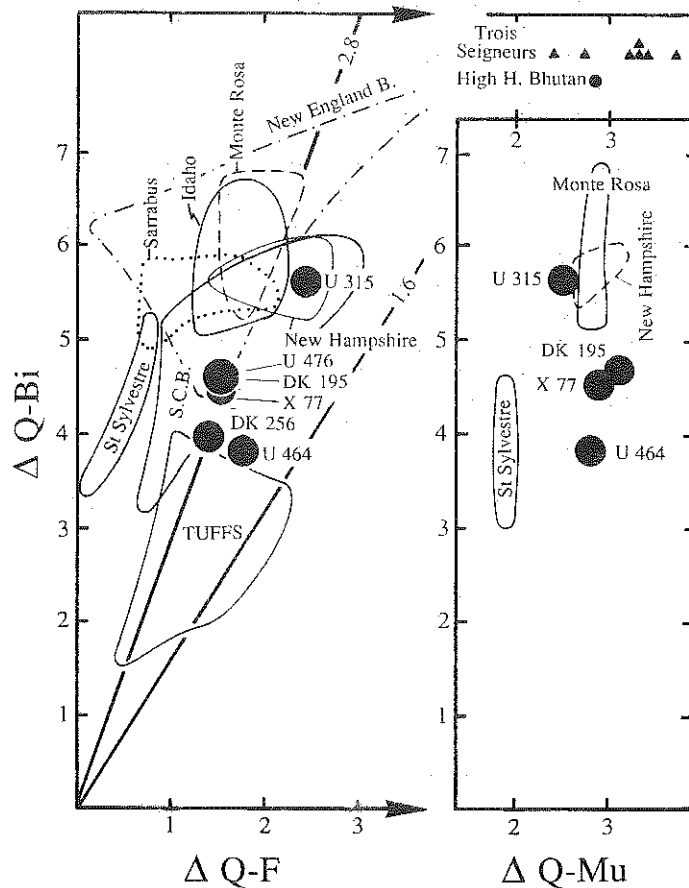


FIG.48. $\Delta^{18}O$ quartz-biotite plotted versus $\Delta^{18}O$ quartz-feldspar (left) and $\Delta^{18}O$ quartz-muscovite (right) for samples of the Manaslu (black dots). Note cluster of Manaslu samples at $\Delta^{18}O$ quartz-biotite $\approx 4.5\%$. In the left diagram the two lines with slope 1.6 and 2.8 give the probable equilibrium field (LARSON and TAYLOR, 1986). Fields for other granites and tuffs are: *High Himalaya Bhutan leucogranite*: BLATTNER et al., 1983; *Idaho batholith*: TAYLOR and MAGARITZ, 1976 and 1978; CRISS and TAYLOR, 1983; *Monte Rosa*: FREY et al., 1976; *New England batholith*: O'NEIL et al., 1977; *New Hampshire*: TAYLOR, 1968; *Saint Sylvestre*, TURPIN, 1984; *Sarrabus*: BROTZU et al., 1983; *SCB*: *Southern California batholith*: TAYLOR and EPSTEIN, 1962; TURI and TAYLOR, 1971; *Trois Seigneurs*: WICKHAM and TAYLOR, 1985; *Tuffs* (*Nevada and San Juan calderas*): LARSON and TAYLOR, 1986.

in Fig. 47 and 48 for the four principal minerals and their modal variations, all plotted samples, except U315, are consistent with crystallization at equilibrium in a closed system (e.g. GREGORY and CRISS, 1986). The very limited range of Δ values implies that closure temperatures were broadly similar for all five samples. Estimates of the isotopic temperature for $\Delta Q-Bi=4$ vary from $850^{\circ}C$ using the empirical calibration of BOTTINGA and JAVOY (1975) to $550^{\circ}C$ by combining the experimentally determined quartz-water and biotite-water data of MATSUHISA et al. (1979) and BERTENRATH et al. (1975), respectively. A $\Delta Q-Mu$ of 2.7 gives

isotopic temperatures of 500-550°C according to O'NEIL and TAYLOR (1969) and MATSUHISA et al.(1979) or BOTTINGA and JAVOY(1975). Although there are no calibration data for tourmaline, the $\Delta Q-T$ of 2.1 and 1.8 are similar to data on granitic pegmatites reported by TAYLOR and SLACK (1984)

Country rocks

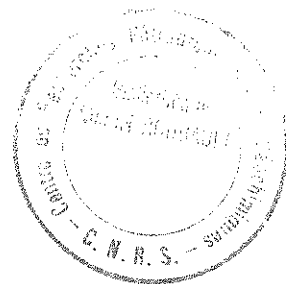
The country rocks of the Manaslu granite are the Cambrian to Jurassic Tibetan Sedimentary Series (COLCHEN et al., 1986). They range from unmetamorphosed sediments (limestones and quartzo-pelites), along the roof zone of the massif, to high grade (sillimanite and pyroxene) schists, gneisses and marbles on its sides and floor (Fig. 44). Calc-silicate and calcite-bearing rocks are dominant. δD , $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values have been measured on a few samples from around the granite (Fig. 44 and Table 21). Micas from mica-schists, calcic-gneisses and water from fluid inclusions in quartz pods were analysed for their D/H ratio. δD values are highly variable: -108 to -85‰ for muscovite, -140 to -77‰ for biotite and -125‰ for fluid inclusions. Some of these values are similar to those of the granite (U453, U490) whilst others are either higher (D71) or lower (fluid inclusions). Heterogeneities can be local as in the case of samples D70 and D71 which are separated by ≈ 50 m and have biotites with δD values that are 63‰ different. Most δD values are lower than other metasediments (see Fig. 2 in TAYLOR and SHEPPARD, 1986) and metamorphic fluids (SHEPPARD, 1986a). They are, however, similar to the few D-depleted samples from the Manaslu granite (Table 19). Eight samples of calcite from impure marbles and one sample of micaschist from below the granite have been analysed for O- and C-isotope compositions. $\delta^{18}O$ values of calcite vary from 13.8 to 16.4‰. The micaschist has a $\delta^{18}O$ value comparable to those of the granite. Calcite from impure marbles and calc-schists have $\delta^{13}C$ between -4 and 0‰. These values are normal for marine limestones. $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values of samples located near the granite, the Chhokang arm (U222) or in the aplitic network of the Nar valley are similar to those from the same formations far from the granite (M77 and T255).

Table 21- Hydrogen, oxygen and carbon isotope data for samples from the country rock of the Manaslu granite.

SAMPLE	Phase	δD		
D 70	Mu	-119		two micas-garnet gneiss
	Bi	-140		
	W.R.	-119		
D 71	Bi	-77		two micas-garnet gneiss
U 339	F.I.	-123		H ₂ O from F.I. in quartz pod
U 453	Mu	-85		biotitic micaschist at the contact of the granite
	Bi	-108		
U 490	W.R.	-95		two micas gneiss
DK 305	F.I.	-129		H ₂ O from F.I. in quartz pod

Sample	Phase	$\delta^{18}O$ ‰SMOW	$\delta^{13}C$ ‰PDB	
D 42	Cal	14.8	-3.9	pyroxene marble, Annapurnas Formation
	Dol	16.0	-4.2	
?				
M 77	Cal	14.2	-0.1	impure limestone Annapurnas Formation
	Dol	14.9	-0.1	
U 222	Cal	17.9	-1.2	phlogopite marble Formation II, Chhokang arm
T 21	Cal	13.7	-1.2	biotite-pyroxene marble Annapurnas Formation
T 22	Cal	13.8	-2.5	"
T 24	Cal	15.1	-2.1	"
T 25	Cal	15.7	-1.6	"
T 205	Cal	16.4	-2.5	"
T 255	Cal	14.6	-3.0	pyroxene marble Formation II
DK 77	Q	14.1		mica-schist
	Mu	11.1		
	T	11.8		

Bi: biotite; Cal: calcite; Dol: dolomite; F.I.: fluid inclusion; Mu: muscovite; T: tourmaline; W.R.: whole rock; . Data for sample DK 77 have been provided by Claire RAMBOZ.



Formation 1

Formation 1 (F1), the source of the granite, is a two to ten km thick tabular formation dipping to the north under the granite. The source zone of the granite is below and probably to the north of the pluton. The outcropping F1 is therefore an equivalent of the source zone. F1 consists of quartzo-pelitic gneisses (quartz, feldspars, biotite, muscovite, garnet, \pm kyanite \pm sillimanite), which are more or less migmatized. The proportions among the minerals are highly variable as, for example, quartz varies from 90 to 30%. Biotite is the major hydrous mineral. Some of the trace minerals are monazite, tourmaline and graphite. All analysed samples (Table 22) come from the section of F1 to the south of the Manaslu granite in the Marsyandi, Buhri Gandaki and attached valleys or below the Annapurna range.

Based on 11 samples, δD values (Table 22) vary for biotite from -98 to -68‰ ($x=-80$ ‰) and for muscovite from -62 to -45‰ ($x=-57$ ‰). Isotopic fractionations between coexisting muscovite and biotite are between 36 and 17 (Fig. 46). Except for two samples (M114 and NL506) measured fractionations are close to equilibrium fractionation factors calculated for the composition of the micas. Although searched for, δD variations have not been related to any mineralogical or petrographic parameter. Heterogeneities can be very local as biotite from two samples 50 cm apart (NL58-59) have δD values of -98 and -77‰. Whole rocks have $\delta^{18}O$ values between 11.5 and 12.9‰ and quartz varies between 12.4 and 14.3‰. $\Delta Q-Bi$ of two samples are 3.9 to 4.3.

The isotopic compositions of metamorphic fluids can be approached by analysis of abundant syn-metamorphic quartz pods studied by PECHER (1979). $\delta^{18}O$ values of quartz from 11 lenses vary between 10.6 and 13.9‰ ($x=12.1$), similar to $\delta^{18}O_{\text{quartz}}$ values of the F1 host-rock. For hydrogen, only one fluid inclusion sample has been analysed with associated micas because quartz pods are very poor in fluid inclusions. δD analyses ($\delta D_{H_2O}=-48$ ‰, $\delta D_{\text{musc}}=-55$ ‰, $\delta D_{\text{biot}}=-82$ ‰) are compatible with isotopic equilibrium at temperatures around 650°C. Calculated δD values of fluids in equilibrium with muscovites from the gneisses at similar temperatures are between -58 and -40‰; a range which includes

the fluid inclusion analysis.

The O-isotope compositions of F1 are identical to those of the granite. For example $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ ranges from 12.3 to 13.7‰ in the granite and from 12.4 to 13.7‰ in F1. This confirms the compatibility between the granite and F1 assuming that there is no important magma-source rock fractionation during melting. On the contrary, δD values of micas or water of F1 are some 20‰ higher than δD values of the granite (Fig. 46). Hydrogen is the single element found so far whose isotopic ratios are different between the granite and F1.

Present day surface waters

Isotopic analyses on rain, fresh snow, river and hot spring waters are given on Table 23. δD values range from -77‰ (rain) to -93‰ (snow). The sample NL503 of river water, at -81‰, represents a mean value for precipitation. Water from hot springs, which are located along the MCT, have $\delta^{18}\text{O}$ - δD values which plot on the meteoric water line. They are indistinguishable from local meteoric waters.

These data from Central Nepal are similar to values of δD , = -88 to -66‰, for surface water given by YU et al. (1984) for the Yadong (Gabug) region between Sikkim and Bhutan which are in an equivalent structural position. About 150km to the north-east of the Manaslu, ZHENG et al. (1981) report very low δD values of -145 to -149‰ for spring water in southern Tibet. This represents the strong contrast of isotopic compositions between waters from the southern flank of Himalaya and water from Tibet (\approx -200 to -130‰, ZHENG et al., 1981 ; YU et al ,1984 ; GRIMAUD et al., 1985).

Table 22- Oxygen and hydrogen isotope data (‰ SMOW) on Formation 1 gneisses.

Sample	phase	$\delta^{18}\text{O}$	δD
β 106	Q	14.3	
	<i>Bi</i>	10.0	-81
β 114	Q	12.0	
	<i>Bi</i>	8.1	-68
M 114	Q	13.7	
	Mu		-54
	<i>Bi</i>		-87
M 201	Mu		-45
	<i>Bi</i>	7.4	-69
U 48	<i>Bi</i>		-93
NA 28	Mu		-66
	<i>Bi</i>		-81
NA 410	W.R.	12.7	
NA 411	W.R.	11.7	
NL 58	W.R.	12.8	
	<i>Bi</i>		-97
NL 59	W.R.	11.8	
	Mu		-57
	<i>Bi</i>		-77
NL 74	Q	12.5	
NL 75	W.R.	12.5	
NL 81	Q	12.4	
NL 93	W.R.	11.5	
	Q	12.0	
NL 136	<i>Bi</i>		-68
NL 172	W.R.	11.9	
NL 413	Mu	10.4	-62
	<i>Bi</i>	8.4	-77
NL 506	Mu		-57
	<i>Bi</i>		-79
NL 512	Q	13.3	

Bi: biotite; Mu: muscovite; W.R.: whole rock; Q: quartz

Table 23- δD and $\delta^{18}O$ for surface waters in Central Nepal.

Sample	δD	$\delta^{18}O$
Rain water		
Oct.1986 3450m,	-77	
Snow water		
Surkephu lake 3685m	-92	
River Seti khola		
Nov.1983, 1410m	-81	
MCT Hot Spring		
Chilime Khola		
Oct 1975	-83*	-11.5*
Tatopani Bhuri Gandaki		
Oct 1975	-82*	-11.5*
Oct 1983	-90	
Tatopani Seti Khola		
Nov 1983	-81	

*: J.R. O'Neil , analyst; I. Barnes written communication.

DISCUSSION

Several H- and O-isotope studies have clearly documented that some igneous intrusions have interacted with deep circulating surface waters (e.g. TAYLOR, 1977; CRISS and TAYLOR, 1986 and references therein). Thus, in order to determine whether the measured isotopic ratios are magmatic, it is necessary to establish the nature and importance of subsolidus phenomena for the Manaslu granite. For this reason, this discussion starts by considering the isotopic geochemistry of the most extremely altered sample and those samples showing evidence for isotopic disequilibrium, before considering more representative samples from the Manaslu massif.

Chloritization

Chloritization of biotite is petrographically and chemically an extremely rare phenomenon in the massif. Only two samples out of ≈ 250 have chloritized biotite in thin section. One of them, D14, has been analysed and show extremely low δD and $\delta^{18}O$

values (Tables 1 and 2). The feldspars in this sample are also altered to sericite. The O-isotope fractionations among minerals are dramatically out of equilibrium; the sequence of decreasing disturbance is feldspar > biotite > quartz = muscovite. Isotopic temperatures are therefore meaningless. The temperature of alteration is probably higher than 300-400°C as the $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz and muscovite, minerals which are resistant to exchange processes, have probably been modified from their initial values. Therefore, for all temperatures below about 600°C, H_2O in equilibrium with feldspar is < 0‰ (O'NEIL and TAYLOR, 1967) and this must reflect exchange with meteoric waters. From D/H ratios for both muscovite and chlorite and temperatures of subsolidus exchange below 600°C, δD values of water should be lower than -140‰ (SUZUOKI & EPSTEIN, 1976; GRAHAM et al., 1987). This value is much lower than that of present day meteoric waters. The fact that sample D14 is probably located near an important NNW-SSE lineament could explain why this sample records exchange with meteoric waters. For example, granitic rocks along major Californian fault zones have also locally exchanged with circulating meteoric waters (O'NEIL and HANKS, 1980). This lineament has not been directly observed in the field, but it appears clearly on Challenger space shuttle hand held photographs and may be suggested on some geochemical maps (CUNEY et al., 1984). It follows the alignment of the Domen and Kichke glaciers to the NNW and the general direction of the Manaslu-Dakura-Himal Chuli ridge to the SSE (Fig. 44). Nevertheless, exchange with circulating meteoric waters is apparently rare as other samples localized on or near this lineament have unaltered δD and/or $\delta^{18}\text{O}$ values.

H- Isotope Disequilibrium

Four of the twenty muscovite-biotite pairs plot to the right of the equilibrium field on Fig. 46. Compared to the great majority of samples, these four samples have (1) identical δD values for tourmaline, (2) two of the muscovites (U277, X10) have identical δD values, and (3) the δD value for the biotite is systematically D-depleted by 20 to 60 ‰. These few samples must have undergone

differential H-isotope exchange with a D-poor fluid, with biotite being the most readily exchangeable mineral and tourmaline the most resistant. H-isotope data for the country rocks and their fluid inclusions indicate that depleted aqueous fluids were locally present around the Manaslu at some stage during its evolution. The muscovites and biotites have normal H_2O^+ contents (Table 19) and show no petrographic evidence for alteration. Comparable differential D/H exchange between petrographically unaltered hydrous minerals has been reported by SHEPPARD and TAYLOR (1974), FREY et al. (1976) and CLAUER et al. (1982). The muscovite-biotite D/H fractionation in a sample such as U315, where the δD values of both micas have been strongly modified, could be quite close to equilibrium. This implies that the micas in U315 reequilibrated with the fluid at approximately the same temperature but the coexisting tourmaline remained resistant to this exchange. For U315 the quartz-feldspars-biotite $^{18}O/^{16}O$ fractionations are the largest that have been measured for the Manaslu (Fig. 47 and 48) ; although they are consistent with equilibrium, the feldspar-muscovite fractionation is not in equilibrium. It is probable that feldspar and biotite froze in after quartz and muscovite and that the $\delta^{18}O$ of quartz and muscovite essentially retain their original values.

Tourmaline

Tourmaline has a very limited range of δD values (-69 and -83‰) even in samples where muscovite and/or biotite have undergone extensive D-depletion. It appears, therefore, to be a particularly resistant mineral to post-crystallization hydrogen isotope exchange. The fractionation factor between tourmaline and water has not been determined experimentally. The data for tourmalines from the massif indicate that for temperatures of about 550-650°C the tourmaline-water H-isotope fractionation is small and very close to the muscovite-water fractionation as the δD values of these coexisting minerals are very similar.

Interaction with meteoric waters

Although evidence has been found for subsolidus interaction between Manaslu granites and meteoric waters, it is an exceedingly rare phenomenon in the massif and only locally important in the Chhokang dyke swarm. Noting the structural form of the latter, it is not surprising that meteoric water-granite exchange processes were much more prevalent there than in the massif. Similarly, the country rocks appear to have only interacted locally with the low δD meteoric waters.

In granites where both the $^{18}O/^{16}O$ and D/H ratios have been modified, the δD value of water in equilibrium with the minerals is probably essentially identical to that in the water of external origin. The highly D-depleted water (D14) most probably represents the influx of meteoric water into the system. The less D-depleted water associated with U315 and U743 could either represent meteoric water, but of a different age and climatic condition, or a mixture of a meteoric water of the D14 type with a more D-enriched water such as a sedimentary formation water. All of these alteration waters are markedly D-depleted compared to present-day local precipitation. Although modern meteoric waters with similar δD values occur to the north in Tibet (YU et al., 1984; GRIMAUD et al., 1985), they cannot be a realistic source for deep circulating meteoric waters around the Manaslu and in the Tibetan Slab. Such waters would have to migrate at least 100 km across the structural grain. Meteoric waters with low δD values would occur if the recharge area was substantially higher than today (a typical altitude effect is -12 to -40‰ per 1000 m increase in altitude ; GAT, 1980) and/or if the trajectory followed by the prevailing precipitation crossed a major mountain range before arriving at the Manaslu. As precipitation either directly or indirectly comes from the south, this latter hypothesis implies that a major mountain chain once existed to the south of the Manaslu but it has subsequently been eroded away. This of course is consistent with a regressive erosion of the himalayan main range.

Oxygen, strontium and neodymium isotope relations.

Figure 49 shows that the $\delta^{18}\text{O}$ values of the Manaslu tend to increase with increasing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios calculated for 20 Ma, the mean age for the granite (e.g. DENIEL et al., 1987). This field is for the massif only. A similar correlation is observed for F1 (Fig. 49) taking the $\delta^{18}\text{O}$ values of either quartz or whole rock and the Sr-isotope data for F1, with Sr-isotope ratios also calculated for 20 Ma (VIDAL et al., 1982 ; DENIEL et al., 1987). The shape of the Manaslu field on Fig. 49 is slightly different from that given in SHEPPARD (1986b, Fig. 15) for three reasons: (1) the range of $\delta^{18}\text{O}$ has been extended by additional data, (2) new analyses and rectification of an error in plotting the sample with $\epsilon_i \text{Nd} = -14.2$

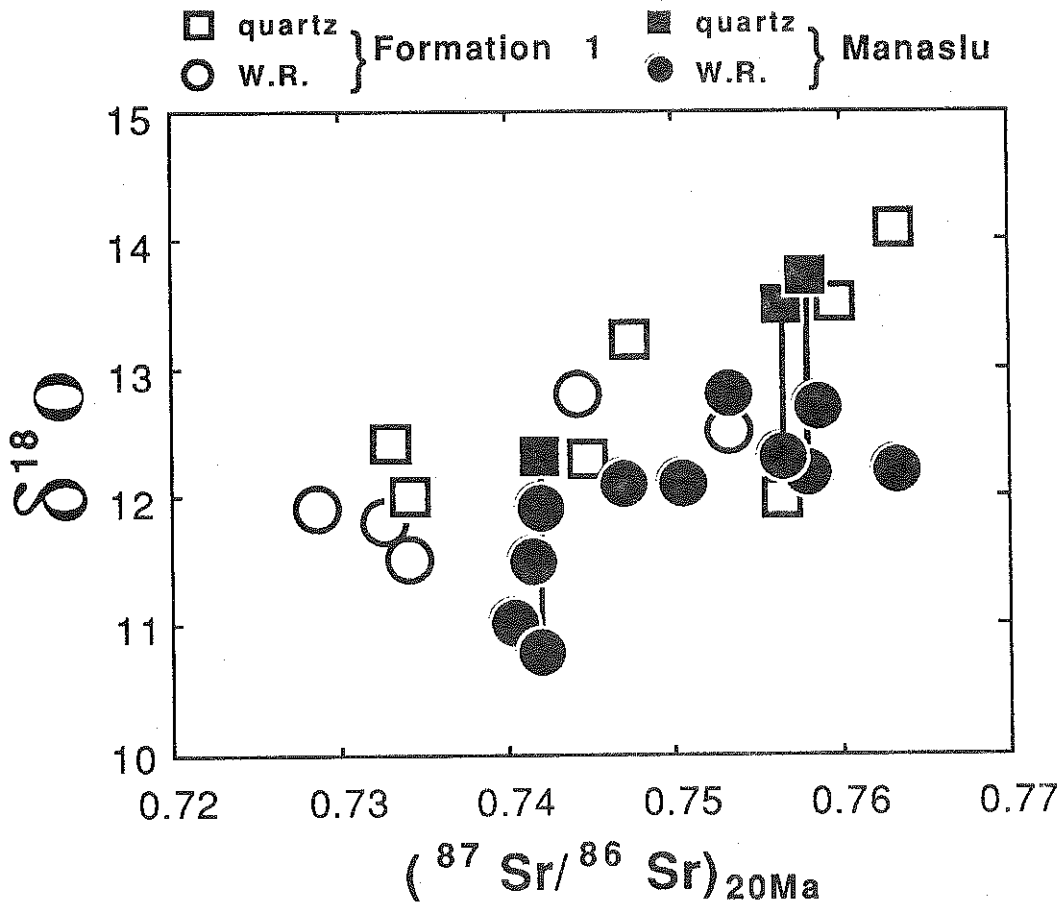


FIG.49. Diagram of $\delta^{18}\text{O}$ values (whole rock or/and quartz) versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20\text{Ma}}$. The positive correlation for samples of the Manaslu is interpreted to be inherited from the isotopic ratios of Formation I at the time of melting. The field of Formation I is slightly above the field of the Manaslu because it is mostly defined by quartz data whereas Manaslu $\delta^{18}\text{O}$ values are mostly for whole rocks. The $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ ratios are from VIDAL et al. (1982) and DENIEL et al.(1986 and 1987).

indicate that there is a continuous trend as $\delta^{18}\text{O}$ increases from 11 to 13‰, and (3) a sample at +14‰ has been excluded because it is a narrow aplite vein that may have interacted with its pyroxene marble country rocks. Fig. 49 shows that, in the granite, the $\delta^{18}\text{O}$ values and their relationship with the Sr isotopic data are about the same as that in F1. These results confirm the hypothesis that the granites were derived from the equivalent of our F1 as a suite of independent aliquots of magma which preserved their isotopic heterogeneities from the source region.

VIDAL et al. (1984) have proposed that the Nd- and Sr-isotope variations in the granite directly reflect variations of these isotopic ratios in F1. Because of the positive correlation between $\epsilon_{20\text{Ma}}\text{Nd}$ and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20\text{Ma}}$, which has been confirmed by additional data of DENIEL et al. (1986), they proposed that the F1 is a mixture of two different crustal components having a strong contrast in age. The O-isotope variations are also compatible with this interpretation. However the reasons for these tendencies may be more complex than the proposed simple mixing process.

For F1, which is now a high-grade gneiss, petrography and major element geochemistry (LE FORT, 1975; PECHER, 1978) show that it was derived from a quartzo-pelitic detrital sediment made up of a variable mixture of quartz, micas, clays and probably chlorite \pm feldspars (possibly a flysch). The proportion of phyllosilicates in a quartz-feldspar-micas-clays-chlorite mixture can be approximately estimated by the sum of the chemico-mineralogical parameters A and B of SHAND (1927) and LA ROCHE (1964). The parameter (A+B) is very well correlated with the $\epsilon_{500\text{Ma}}\text{Nd}$, 500Ma being a minimum age for F1 (Fig. 50a). This implies that F1 is a mixture of a quartz rich end member with a low $\epsilon_{500\text{Ma}}\text{Nd}$ and a pelitic end-member with a higher $\epsilon_{500\text{Ma}}\text{Nd}$. There is a similar, but not so well defined, tendency between $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20\text{Ma}}$ and A+B (Fig. 50b). $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz also tend to increase with increase in A+B (Fig. 50c). It is therefore suggested that the $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20\text{Ma}}$ variations in F1 reported by VIDAL et al.(1982) and DENIEL et al.(1987) reflect the original amount of phyllosilicates in the sediment. Because of their high Rb

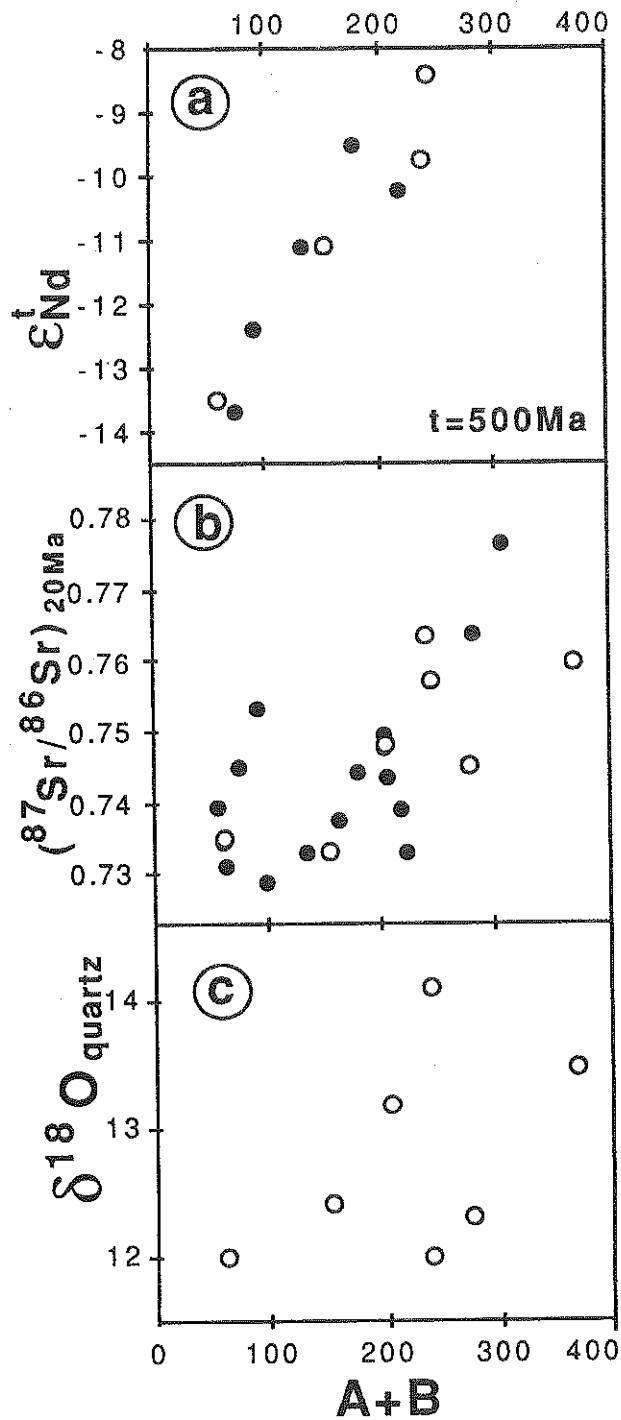


FIG.50. Diagram of chemical parameter A+B versus : a: ϵ_{Nd} (t=500Ma); b: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{20Ma}$ and c: $\delta^{18}O_{quartz}$ for Formation I gneisses. The A+B parameter is proportional to the amount of phyllosilicates in a quartz-feldspar-phyllosilicates assemblage ($A = Al - (Na + K + 2Ca)$; $B = Fe + Ti + Mg$ in millimoles of each element in 100g of rock or mineral ; $A+B = 0$ for quartz and feldspar, 500 for muscovite, 600 to 700 for biotite). Open circles are samples analyzed for $\delta^{18}O_{quartz}$. See text for discussion.

content, phyllosilicates produce most of the radiogenic Sr. ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{initial} differences between the two end members, if any, are thus overprinted by the important amount of radiogenic Sr generated in the mica-rich samples over a long period (> 500 Ma.). This hypothesis is supported by (1) the diagram of A+B versus ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) for an older age (e.g. 500 Ma) which displays a completely scattered distribution, and (2) the fact that the Rb content of the gneisses increases systematically from $\approx 50\text{ppm}$ in the quartz rich samples to $\approx 200\text{ppm}$ in the pelitic samples. In sediments, quartz is commonly a detrital mineral of high temperature origin, generally with $8 < \delta^{18}\text{O} < 15\text{‰}$ (SAVIN and EPSTEIN, 1970a). In contrast, the phyllosilicates, which may or may not be of detrital origin, typically have $15 < \delta^{18}\text{O} < 30\text{‰}$ (SAVIN and EPSTEIN, 1970b & c ; LAWRENCE and TAYLOR, 1971) as they have usually formed or exchanged with water at low temperatures. Therefore, rocks with the higher phyllosilicates content can have the higher $\delta^{18}\text{O}$ value even after diagenesis or metamorphism if pervasive exchange with a circulating fluid did not occur and if the scale of equilibration among minerals is less than the scale of the lithologic variations, which is decimetric to decametric in F1.

These results imply that (1) $\delta^{18}\text{O}$ variations within F1 are inherited, at least in part, from the sedimentary precursor, and (2) that the present day $\delta^{18}\text{O}$ versus ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) correlation is related to the amount of phyllosilicates in the sediment which controlled the ^{18}O and Rb content of the rock. In contrast to Sr, the actual Nd-isotope compositions closely reflect the ϵ_{Nd} of the various sedimentary components constituting F1.

The initial $\delta^{18}\text{O}$ values of the sedimentary minerals are unknown and, therefore, it is impossible to determine the scale and degree of exchange. Although some exchange is highly probable, the scale of exchange before or during the metamorphism can be extremely variable - centimetric to kilometric scale (see review in VALLEY, 1986, appendix I). The observed $\delta^{18}\text{O}$ values and 2.3‰ range of F1 could be an essentially primary mixture of $\approx 9\text{-}11\text{‰}$ quartz with $\approx 15\text{-}19\text{‰}$ phyllosilicates. Alternatively the initial difference in $\delta^{18}\text{O}$ between quartz and "micas" was larger and it has been reduced during exchange

processes. The 2.3‰ range of F1 is similar to that of metapelites in the Trois Seigneurs area of the French Pyrénées which underwent pervasive exchange with a circulating water system (WICKHAM and TAYLOR, 1985, 1987). In the Pyrénées the contrast of lithologies, which includes pelites and minor limestones, and grade, with fossiliferous shales to high grade schists, is much more important than in F1. Isotopic modification of the sedimentary $\delta^{18}\text{O}$ values is, therefore, more easily detected in the Pyrénées. The $\delta^{18}\text{O}$ range in F1 is smaller than the range observed (≈ 8 to 14‰) for whole rocks in the Midlands Formations (Fig. 53) which are slightly metamorphosed detrital sediments comparable to F1. The $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of F1 probably have been modified during diagenesis and/or metamorphism, but the original imprint has not been completely erased. The observed tendencies (Fig. 50) between $\delta^{18}\text{O}$ and A+B may once have been better, like that for Nd-isotope, but they have been blurred by local exchange reactions. The Nd isotope ratio cannot be modified so readily.

The $\delta^{18}\text{O}$ values versus Sr_i ratios relation in the granite is not due to an assimilation-fractional crystallization process that has been observed in a number of other complexes (e.g. TURI and TAYLOR, 1976; MAGARITZ et al., 1978; TAYLOR, 1980, TAYLOR and SHEPPARD, 1986). It represents the isotopic features of the source rocks as in the case of the Maladeta complex in the Pyrénées (MICHARD-VITRAC et al., 1980).

Hydrogen

It is necessary to explain both the 15 to 20‰ δD variation among samples of muscovite and biotite in the massif and the $\approx 20\text{‰}$ δD difference between the granite and F1. The parameters which control the final δD value of minerals are: the chemical composition of micas, the temperature of equilibrium and the δD value of the hydrogen reservoir, which can be dissolved water of all types, a free magmatic fluid phase or circulating waters.

The chemical composition of micas influences their isotopic fractionation factors (SUZUOKI and EPSTEIN, 1976). However, for the Manaslu, the restricted range of compositions of the principal hydrous phase, muscovite, cannot account for more than a 2‰

range. Variation in the closure temperature of exchange is also excluded as an explanation because this would require a 150°C range in temperature, assuming that the minerals could exchange with an homogeneous hydrogen reservoir of constant composition. Such a suitable reservoir has not been identified; interaction with deep circulating meteoric waters has been discounted above as a widespread phenomenon in the massif. Similarly, exchange with country rock hydrogen is not considered to be a general process because the D/H variations in the massif are completely independent of their spatial location, unlike well documented cases of this process (e.g. TURI and TAYLOR, 1971). Evidence for modification of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of the massif by the country rocks has not been observed.

The micas and tourmaline, therefore, must have crystallized from magmas with a 15‰ range of δD values. These variations and the 20‰ difference with the F1 could be primary (inherited from the source) or secondary, caused by magmatic processes. Two magmatic processes can be proposed which induce H-isotope variations: fractional crystallization and degassing of water. Infiltration of exotic water into the zone of melting can also modify the initial δD value of the melt.

Fractional crystallization

Fractionation of biotite could raise the δD values of the magma because biotite abundance is highly variable and its δD is probably lower than that of the magma. However, such effects must be limited because only a small proportion of the total water is controlled by the biotite. In the melt, the water content is probably several percent during crystallization of biotite and in the granite $\approx 75\%$ of the water content (≈ 0.8 wt. %) is in the muscovite.

Water degassing

During crystallization, exsolution of water can modify the D/H ratio of the hydrogen in the magma and, therefore, the δD value of the granite. This effect, due to vapor-melt fractionation, can be modeled as a Rayleigh distillation; its magnitude depends on the amount of degassing and of the vapor-melt fractionation factor. NABELEK et al. (1983), TAYLOR et al. (1983), SHEPPARD and HARRIS (1985), PICHAVANT et al. (1987) and TAYLOR (1986)

have reported decreases in both δD values and the water content that they attributed to degassing of water during crystallization. Preliminary experimental fractionation data on albite glass-water system give estimates of the water-glass fractionation. At $P=2\text{Kb}$ and $T=870$ to 1250°C , RICHET et al.(1986) observed that the vapor is enriched in D with respect to the melt by 8 to 25‰. BLAMART et al.(1986) have considered the effect of pressure, hence water solubility in the melt; they observed a fractionation of $\approx +10$ at 3Kb and ≈ -7 at 8Kb for T of about 850°C .

The water content of the Manaslu granite varies from 0.5 to 1%. It is not correlated with either the δD value of muscovite or biotite. In fact, such a correlation is improbable as the samples are not exactly comagmatic. In order to estimate a typical H-isotope effect of degassing for the granite, an initial water content of the melt of 5% is assumed (e.g. PICHAVANT, pers. com.1986 ; PICHAVANT et al.,1987). This is between the water saturated condition (≈ 10 to 15%), where the magmas would crystallize as soon as they rose, and the fluid absent condition which would require very high temperatures of melting. Taking 5% of water in the magma, 1% in the final granite, and a water-melt fractionation factor of 10 (BLAMART et al. 1986;3kb) degassing should lower the D-content of water in the melt by 16‰ (Fig. 51). The δD value of water in the melt can be directly compared to the δD of muscovite in the granite as the water-muscovite fractionation is very small at magmatic temperature (≈ 0 at 750°C). Hence, from Fig. 51, the initial δD value of melt is estimated to be about -55‰. This is close to the mean value for water in equilibrium with micas of F1. The degassing curve with fractionation of 10 compared to samples of the Manaslu (Fig. 51) shows that (1) the difference between F1 and the granite could be explained by the loss of some 80% of the initial melt water, and (2) for low values of F , the curve is very steep, and therefore, only a few percent of variation in the degree of degassing would be possible to give the 12‰ δD range of the granite. However, this curve and the derived δD value of the melt could be very different if other parameters are chosen. Additionally, in the melting zone, initial δD values (F1, Fig. 46) and water contents were variable. In the absence of more precise information on the initial water content of the magma and

on granitic melt-water fractionation factors as a function of pressure and melt chemistry, the degassing model cannot be further refined.

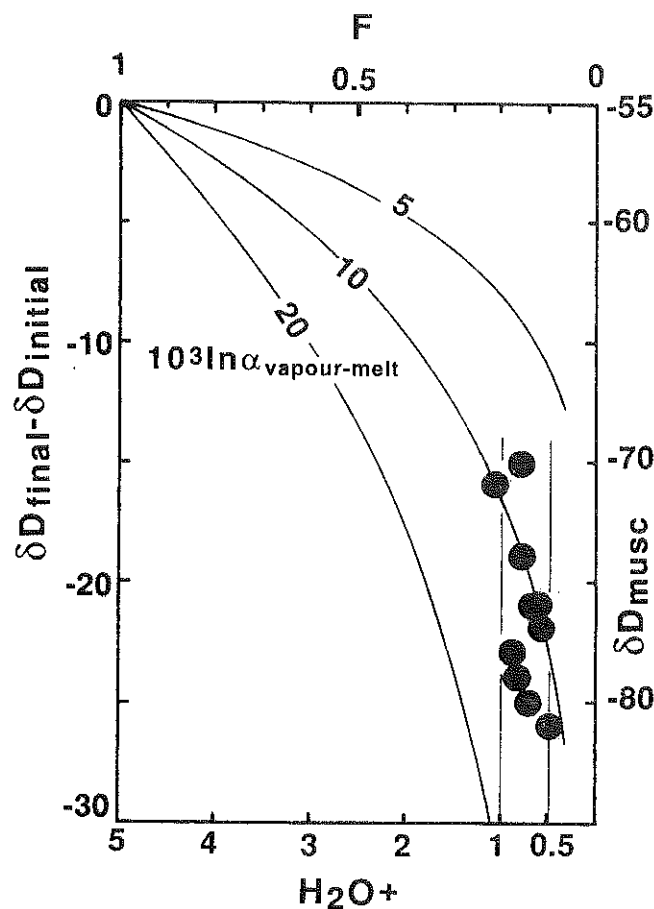


FIG.51. Distillation curves for degassing of a magma given as $\delta D_{\text{final}} - \delta D_{\text{initial}}$ of the melt as a function of $F =$ mole fraction of H_2O remaining in the melt (top). Curves are for $1000 \ln \alpha_{\text{vapor-melt}}$ of 5, 10 and 20. $\delta D_{\text{muscovite}}$ of the Manaslu massif, which approximately represents the final melt δD as H_2O -muscovite fractionation is small at high temperature, has been plotted assuming an initial water content of 5% for the melt. The H_2O value (bottom) are whole rock loss on ignition values.

Infiltration

Water absent melting is unlikely for the Manaslu magma as it requires high temperatures for melting ($>800^\circ\text{C}$). Therefore, a fluid phase is necessary to induce melting in F1. Such fluids could be the in situ metamorphic fluids, which were in isotopic equilibrium with the rock, or one of external or exotic origin. LE FORT (1981) has suggested that melting was induced by fluid derived from dehydration of the overthrust Midlands

Formations. They have a high water content ($\approx 4\%$ H_2O^+) and δD values of -104 to -66‰ (FRANCE-LANORD et al., 1987). Infiltration of fluids produced during the dehydration of the Midlands would lower the δD values of the melts compared to F1 values. The effectiveness of infiltrating water to lower the δD value of the melt depends on the ratio of in situ water (structural water of silicates) to exotic water and their δD values.

SUMMARY AND CONCLUSION

The O-isotope data combined with the Sr-isotope data confirm the hypothesis that such isotopically heterogeneous granites were produced by melting a similarly variable source rock without mixing the different batches of melt (VIDAL et al., 1982 and 1984; DENIEL et al., 1986 and 1987). The $\delta^{18}O$ values are compatible with closed-system evolution of the magmas and absence of pervasive post-magmatic alteration. O-, Sr- and Nd-isotope compositions of the granitic magmas were inherited, therefore, from their values in F1 at the time of melting (Fig. 52). These compositions are related to the original mineralogical constitution of the sediment :

- ϵNd_{20Ma} variations are directly linked to the ϵNd differences of the precursors of the sediment ;

- $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{20Ma}$ ratios for Precambrian rocks are greatly enhanced by the variability of the amount of Rb in the rocks ;

- $\delta^{18}O$ variations reflect the initially contrasting $\delta^{18}O$ values of the sediments which were smoothed out during diagenesis and metamorphism.

In contrast to the other isotopic compositions, δD values of the granite are not directly inherited from the F1 (Fig. 52) but have been modified at the magmatic stage. Two processes are proposed : infiltration of a low deuterium content water into the melting zone followed by degassing of water from the magma during crystallization. Arguments in favour of infiltration are (1) that input of fluid (H_2O+CO_2) is a very effective process to trigger partial melting of the gneisses at the time of thrusting, as the thrusting itself cannot add much heat to the Tibetan Slab, and (2) Midlands Formations, underneath the MCT, represented a potential source of low-D water which could have infiltrated overlying formations (Fig. 52). The relatively H_2O^+ -rich Midlands

metasediments have low primary δD values and dehydration significantly lowers their δD values (FRANCE-LANORD et al., 1987 and in prep). Arguments in favour of degassing are (1) that the initial magma probably contained several weight percent of water ($\approx 4\%$) which had to be lost during crystallization, and (2) that decreases of δD values related to degassing have been proposed for other natural systems. Both processes are probable and they are complementary to each other. Our knowledge of water-melt

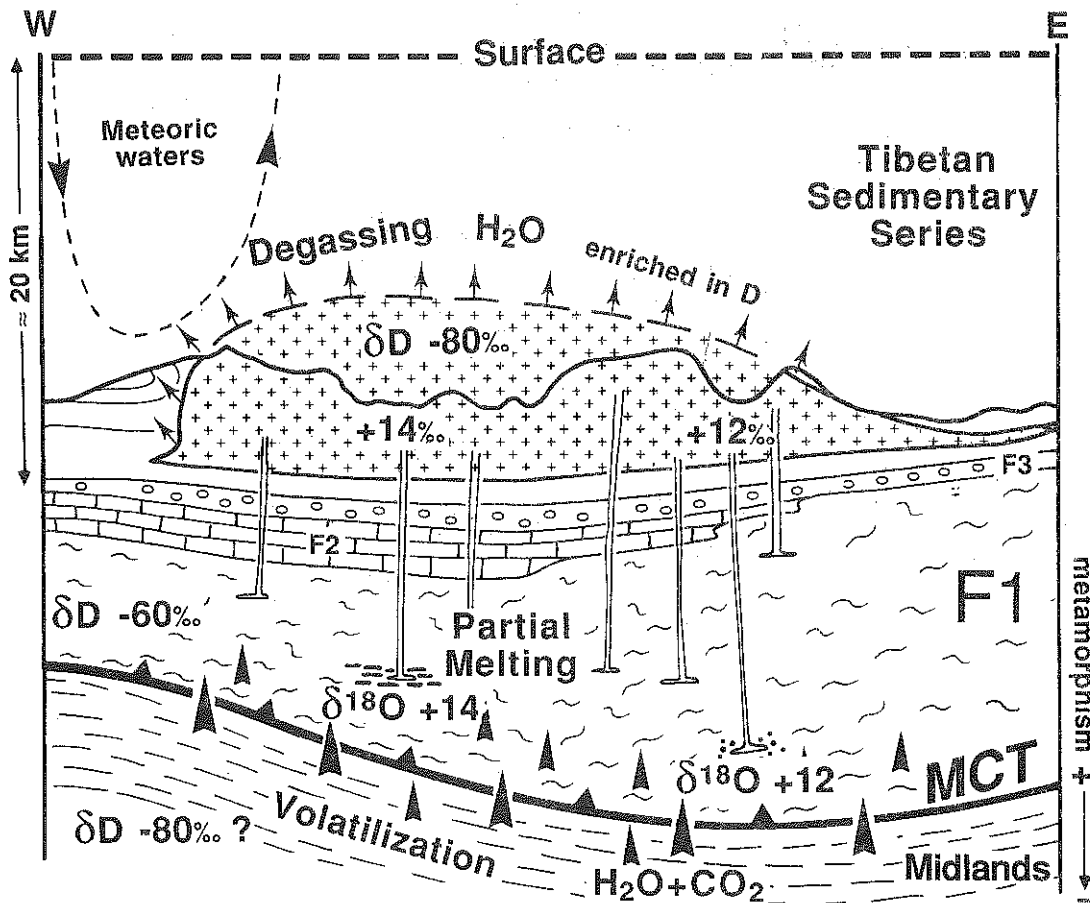


FIG. 52. Schematic time-integrated model for the genesis of the Manaslu granite showing the proposed transfer of aqueous fluids and melts among the different crustal levels. Partial melting in the hot F1 was probably triggered by the infiltration of fluids (H_2O+CO_2) from the volatilization of the overthrust Midland metasediments. The numerous batches of magma were emplaced at the interface between the Tibetan Sedimentary Series and the metamorphosed Tibetan Slab. The O-isotope variations (and Sr- and Nd-isotope ratios) in the quartzo-pelitic metasediments of F1 were preserved during emplacement and crystallization of the magmas. The δD values of the granites reflect modification of the initial F1 values by the infiltrating fluids and degassing of the magma. Meteoric-hydrothermal systems were probably active in the now eroded Tibetan Sedimentary Series but interaction with the granite was extremely local. The reconstruction of the surface is after FRANCE-LANORD and LE FORT in prep.. Note that because the section shows the granite at its maximum thickness, the relationship between the volume of the partial melting zone and that of the pluton cannot be represented.

fractionations and of the water content of the magmas is not sufficient to constrain more accurately the model. The relative importance of these processes cannot yet be determined.

Except for hydrogen, the other isotopic characteristics (O, Sr, Nd, Pb) of the source rocks are inherited by the melts and are conserved during all the magmatic development of the leucogranites. F1 samples, in fact, have a larger range of both $\delta^{18}\text{O}$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20\text{Ma}}$, and ϵNd values. One may attribute the smaller range in the granite to the potential contributions of certain lithologic units within F1. For example, the most quartz-rich quartzites, which have the lowest ϵNd and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{20\text{Ma}}$ values, should yield less melt than the pelitic gneisses (e.g. WEBER and BARBEY, 1986).

The δD values on micas and tourmaline preclude any circulation of external fluids within the granite. A few samples of the granite have very low δD values which are often associated with isotopic disequilibrium. Only one sample is petrographically chloritized and the mineral $\delta^{18}\text{O}$ values are strongly depleted in ^{18}O through exchange with meteoric waters. They may not have extensively interacted with the granite massif because of this large release of magmatic fluids (SHEPPARD et al., 1977).

The ranges for O- and Sr-isotope (Fig. 53) are not identical among the different High Himalaya plutons or Cenozoic North Himalaya plutons. In particular, the Bhutan and Mustang leucogranites have higher Sr_i and some of the $\delta^{18}\text{O}$ values are lower compared to the Manaslu field. Isotopic data on the equivalent of F1 in other Himalayan sections are rare so that it is currently impossible to identify the exact source of these other granites. In Bhutan, four $\delta^{18}\text{O}$ values of basement gneisses (BLATTNER et al., 1983) have lower $\delta^{18}\text{O}$ values than F1 in Central Nepal. An alternative to possible variations in $\delta^{18}\text{O}$ of the equivalent of F1 along the Himalaya is that another crustal source is involved. In Central Nepal, if the Midlands Formations had participated as a source of magma, as proposed by MOLNAR (1984), the Sr_i ratios of the granite would be much higher and the $\delta^{18}\text{O}$ values would be lower, ($>8\text{‰}$; Fig. 53). The lower Palaeozoic granites and orthogneisses (e.g. F3), which are present all along the High and the North Himalaya (LE FORT et al., 1986), may also

contribute to the Himalayan magmatism. Such mixing of two sources could be one explanation of the variations in the relation between $\delta^{18}\text{O}$ and Sr_i values in Fig. 53 including the negative correlation observed for the Mustang leucogranite. In the High Himalaya, leucogranites may therefore be generated in more than one way and from more than one source. Following READ (1948), there are leucogranites and leucogranites in the Himalaya.

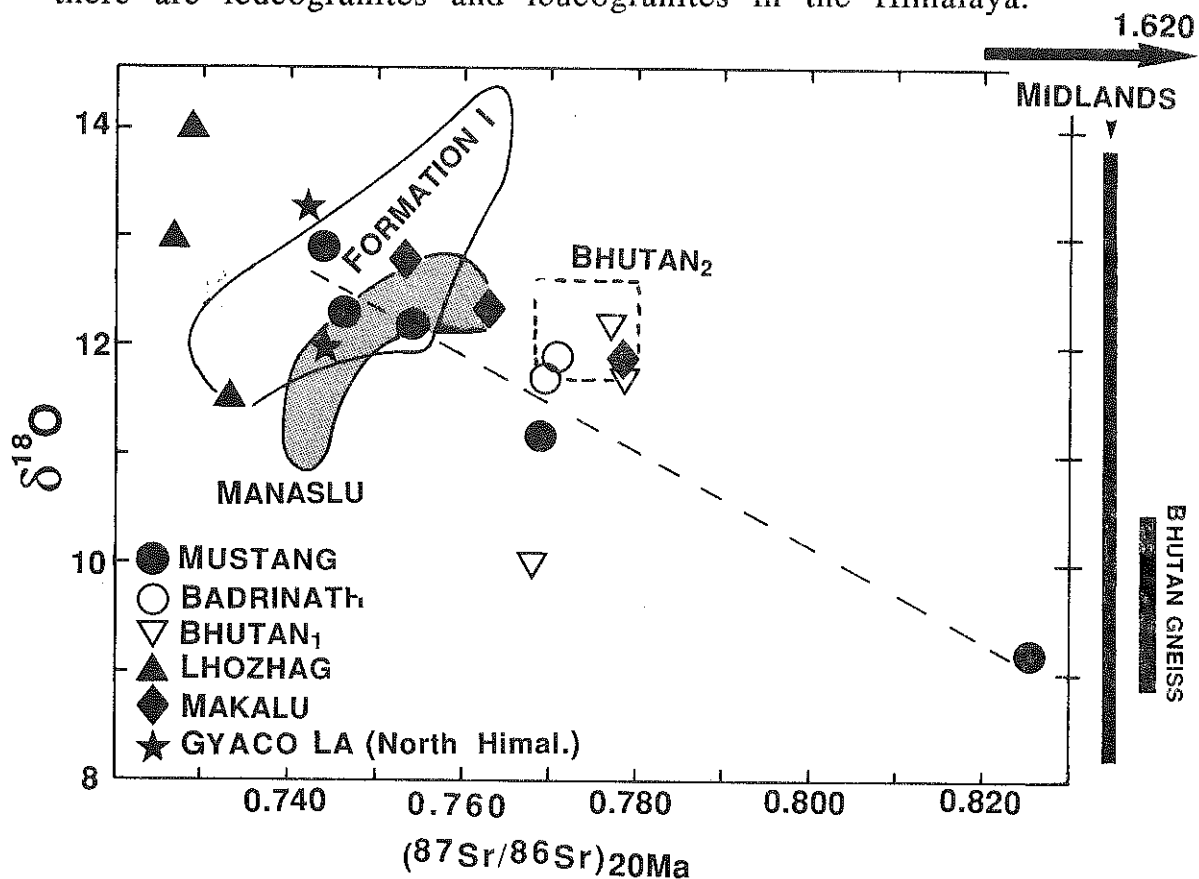


FIG.53. $\delta^{18}\text{O}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculated for 20Ma for different High Himalaya and Cenozoic North Himalaya leucogranites, Formation I and Midlands Formations in Central Nepal and Bhutan basement gneisses. Sources of data are : *Manaslu and Formation I fields* from FIG. 49, *Midlands Formations* : DENIEL (1985), FRANCE-LANORD (1987); *Badrinath*: DENIEL et al. (1986), BLATTNER et al. (1983); *Bhutan₁*: DIETRICH and GANSSER (1981), BLATTNER et al. (1983), *Bhutan gneisses*:: BLATTNER et al. (1983); *Bhutan₂ field*: FERRARA et al. (1985); *Lhozhag*: DEBON et al.(1986); *Makalu and Mustang*: VIDAL et al.(1984); *Gyaco La (North Himalaya belt)* : DEBON et al.(1986).

CONCLUSIONS

Le chevauchement du MCT et la fusion de la Formation I

La possibilité qui est donnée en Himalaya d'étudier un massif granitique et son environnement d'origine est un atout majeur pour la compréhension de la genèse des leucogranites. La coupe himalayenne située au Sud du granite représente environ 30km de croûte structurellement placée sous le granite. Elle ne permet pas seulement d'identifier le granite à sa source au sens géochimique du terme, mais elle donne une vision du contexte métamorphique et tectonique dans lequel a été engendré le magmatisme himalayen. La source exacte du granite du Manaslu, c'est-à-dire la zone de fusion, étant probablement située à la verticale du massif ou plus au Nord, n'est pas étudiable. Cependant, la Formation I qui affleure est considérée comme un équivalent de la source. Les processus invoqués de part et d'autre du MCT, pour expliquer la fusion de la Formation I, doivent donc être déduits des processus effectivement observés dans la zone d'affleurement. Le modèle proposé pour la genèse des leucogranites débute par la volatilisation massive de fluides dans le compartiment chevauché ; c'est donc ce processus qui est étudié en premier.

Chevauchement et déshydratation

Sur le Moyen Pays Népalais, les données isotopiques et les analyses des teneurs en H_2O et CO_2 des roches et des fluides apportent quelques contraintes sur l'effet du chevauchement du MCT du point de vue de la libération des fluides :

- il y a une déshydratation effective des formations chevauchées (Fig. 31) correspondant à une perte de 1 à 2 % poids d'eau;

- il est probable que les formations situées sous le Moyen Pays ont subi une perte importante de fluides due à l'augmentation de température en profondeur (Fig. 43). Cette volatilisation serait à l'origine de la majeure partie des fluides ($H_2O + CO_2$) circulant dans le Moyen Pays;

- les Formations du Moyen Pays ou les niveaux équivalents situés plus au Nord sous le MCT ont certainement subi des

conditions thermiques plus poussées que les niveaux étudiés (Fig. 54). On peut donc s'attendre à des volatilisations beaucoup plus importantes si la muscovite est déstabilisée, de l'ordre de 2 à 5 % poids d'eau selon les niveaux .

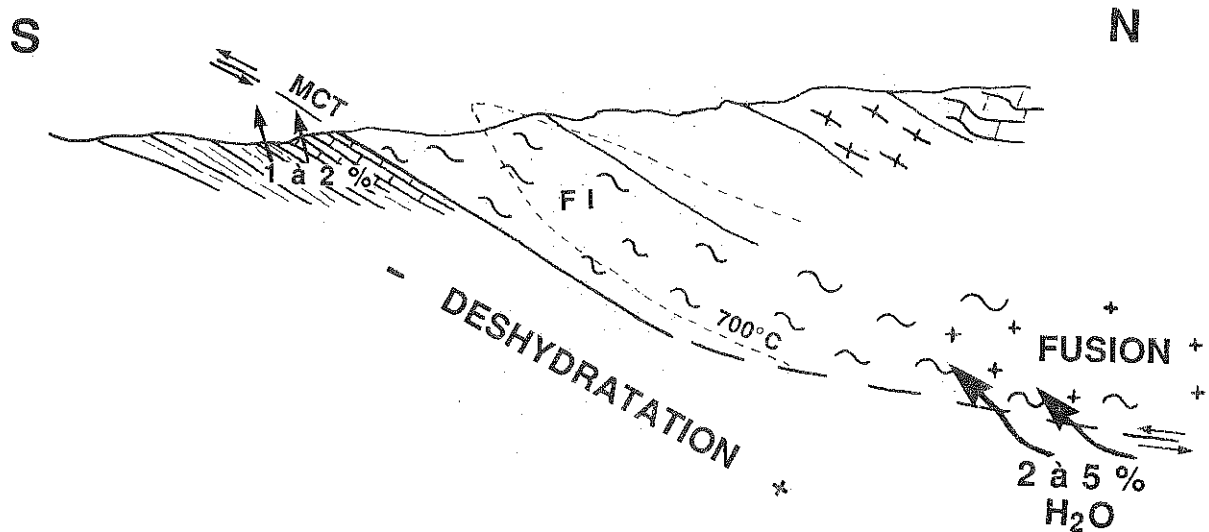


Fig. 54 - Schéma de principe des volatilisations dans les formations chevauchées et de fusion dans la Dalle du Tibet. L'augmentation de l'intensité du métamorphisme dans les zones plus profondes du MCT implique une augmentation des volatilisations. La zone de fusion probable a été placée à l'aplomb du massif du Manaslu.

Ces trois points soulignent les variations plausibles d'intensité de volatilisation qui affectent les formations chevauchées, s'intensifiant à la fois vers le bas et le Nord. Ces deux composantes associées au cisaillement du MCT entraînent des circulations de fluides obliques par rapport au plan du MCT vers la Dalle du Tibet. Les lentilles d'exsudations de quartz, nombreuses dans le Moyen Pays comme dans la Formation I, constituent les chemins de drainage de ces circulations (e.g. Walther et Orville, 1982).

La présence de CO_2 dans la phase fluide dépend de la nature des formations d'origine du fluide. Les formations gréséo-pélitiques type Kunchha, très pauvres en carbone par rapport aux pélites moyennes (≈ 2.5 % poids de CO_2 , Shaw, 1956 ; Clarke, 1927) ne peuvent libérer que très peu de CO_2 . Par exemple, la déshydratation de 50 % d'un schiste moyen du Moyen Pays et la volatilisation totale de son carbone sous forme CO_2 produirait un fluide contenant environ 8 % molaire de CO_2 , ce qui est très faible par rapport aux teneurs mesurées dans le Moyen Pays. Ceci implique que les formations qui ont fourni les fluides infiltrés

dans le Moyen Pays contenaient plus de carbone que le Moyen Pays Inférieur. D'autre part la déshydratation massive du Moyen Pays Inférieur tendrait à diminuer les teneurs en CO_2 des fluides.

Fusion de la Formation I

Les études des relations de terrain du granite et de la Formation I, la géochimie des éléments majeurs et en traces (Le Fort 1973, 1975a, 1981) et les études isotopiques du Sr, Nd, Pb (Vidal et al., 1982, 1984 ; Deniel et al., 1986, 1987) et de l'oxygène (cette étude, Fig. 49) s'accordent pour identifier la Formation I de la Dalle du Tibet comme la source du granite du Manaslu. En particulier, la similitude des variations isotopiques et des relations entre ces systèmes isotopiques sont des arguments qui étayent fortement ce modèle. Les seules données isotopiques ne reflétant pas directement la source du granite sont celles de l'hydrogène. Dans l'état actuel des connaissances sur les fractionnements H_2O -magma pour les isotopes de l'hydrogène et sur les teneurs en H_2O des magmas, il est impossible, à partir des valeurs de δD , de tester une éventuelle participation de l'eau du Moyen Pays à la fusion de la Formation I. Il reste, (1) qu'un flux $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$ intervient forcément dans la Dalle du Tibet par suite du chevauchement, (2) que ce flux est un facteur efficace pour déclencher la fusion des gneiss qui sont chauds ($\approx 700^\circ\text{C}$) et secs, (3) que les données de δD du Moyen Pays sont compatibles avec cette migration et sont même, dans une certaine mesure, capables de justifier en partie les valeurs de δD assez négatives du granite du Manaslu.

La zone de fusion où les magmas granitiques ont été produits est certainement localisée au Nord de la zone d'affleurement de la Formation I, à l'aplomb du massif du Manaslu (Fig. 54). Si la fusion est effectivement déterminée par un flux de fluides venant des formations chevauchées, la libération en quantité importante de ces fluides (déstabilisation de la muscovite et production de CO_2) doit également avoir lieu sous la zone de fusion (Fig. 54 et 11, chap. 1) située 5 à 10 km sous le massif. Les formations du Moyen Pays qui affleurent seraient donc situées à environ 40 km au Sud de leurs équivalents sous la

zone de fusion.

La nature de la phase fluide joue un rôle prépondérant sur la mobilité du magma. Si la fusion a lieu dans des conditions sursaturées en H₂O ($P_{H_2O} = P_{totale}$), la mobilité des magmas est très faible car ils cristallisent dès le début de la décompression. Une alternative, proposée par M. Pichavant (comm. pers.), est d'envisager une fusion en condition saturée en fluides, mais sous-saturée en eau ($P_{H_2O} < P_{fluide} = P_{totale}$) en présence d'une phase peu soluble dans le magma qui dans ce contexte serait du CO₂. Dans ce modèle, la présence d'eau serait suffisante pour réduire la température minimale de fusion sans limiter la mobilité du magma. On pourrait donc envisager que la déshydratation massive de formations telles que le Moyen Pays Inférieur, nécessite l'adjonction de CO₂ pour produire un magma granitique mobile du type de ceux observés en Himalaya.

Les leucogranites himalayens

La présence des leucogranites dans la Haute Chaîne Himalayenne apparaît être une des constantes des processus de chevauchement intracrustal de grande ampleur. Tous les massifs ont à peu près les mêmes caractéristiques pétrographiques et des compositions chimiques très proches des compositions minimales de fusion. Cependant, certaines différences existent entre les divers massifs. Ce sont des différences isotopiques (Fig. 53) et de structure, d'épaisseur ou de localisation. La position des massifs par rapport à leur source présumée est variable (Fig. 2, chap. 1). Certains massifs du Bhoutan sont intrusifs au sein même des gneiss, alors que le Manaslu et la plupart des autres massifs sont intrusifs au-dessus des gneiss (Dalle du Tibet). Enfin, le massif de Mustang semble affleurer de façon beaucoup plus interne dans les Séries Sédimentaires Tibétaines. De plus, l'espacement des leucogranites semble irrégulier. Les facteurs pouvant être responsables de ces variations sont multiples. Au Népal central, Le Fort (1981) a souligné (1) le rapport entre l'épaisseur de la Dalle du Tibet et la présence de granite (Dalle épaisse), (2) les variations latérales de la Formation I. Pour ce dernier point la

présence de bancs de quartzite d'épaisseur kilométrique dans la zone de la Burhi Gandaki (Fig. 11, chap. 1) empêchant la fusion pourraient expliquer le passage du massif (8 km d'épaisseur) au bras de Chhokang (hectométrique). Des variations latérales de la Formation I et d'éventuelles contributions d'autres niveaux comme le Moyen Pays (Molnar, 1984) ou les autres formations de la Dalle du Tibet sont également nécessaires pour expliquer les caractères isotopiques variables des divers massifs (Fig. 53). Enfin, on peut envisager que la nature des fluides libérés sous le MCT joue un rôle sur la nature et la mobilité des magmas.

Sur le granite du Manaslu, la combinaison des données géochimiques des éléments majeurs et des données isotopiques Sr, Nd, Pb et O a permis d'identifier avec précision la source du granite. Les relations des diverses données géochimiques ont permis également de remonter à l'histoire même de la source et à la constitution des sédiments ($\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$, Deniel et al., 1987, cette étude Fig. 50). Le fait que les caractéristiques isotopiques Sr, Nd, O de la Formation I (gamme de valeurs isotopiques, et relations des différents systèmes isotopiques) soient conservées dans le granite imposent des contraintes sur la fusion et la mise en place de tels massifs (Deniel et al., 1986, 1987). Afin de préserver les variations originelles de la source, il faut que le Manaslu soit produit par une accumulation d'unités magmatiques indépendantes de taille inférieure ou proche à celle des échelles d'hétérogénéité isotopique de la Formation I. Ce modèle implique également, (1) pour l'oxygène dans la Formation I, l'absence d'homogénéisation par circulations de fluides lors du métamorphisme et (2) pour les magmas l'absence de mélange et/ou d'assimilation.

L'exemple du Manaslu : quelques implications

Les études du granite du Manaslu et de la zone du MCT au Népal Central montrent que la compréhension du magmatisme leucogranitique du Haut Himalaya passe non seulement par la connaissance du granite et de sa roche source, mais nécessite également de connaître la nature, le rôle et l'origine des fluides

qui induisent à certains endroits la fusion partielle. Bien que notre étude porte spécifiquement sur le granite du Manaslu, la Formation I et le Moyen Pays, certaines conclusions peuvent être appliquées ou bien opposées à d'autres modèles de genèse magmatique dans d'autres environnements tectoniques. Quelques implications peuvent être brièvement soulignées.

1 - Le caractère riche en ^{18}O des leucogranites du Haut Himalaya (+ 10 à +14 ‰) est un héritage de l'origine sédimentaire de leur source. Il reflète le rôle des phyllosilicates d'origine superficielle et le stade d'altération à basse température. Les leucogranites himalayens représentent un excellent exemple de magmatisme riche en ^{18}O dont l'importance volumétrique à l'échelle mondiale (Bas Himalaya, Nord Himalaya, S-E de la Chine, Hercynien d'Europe et d'Amérique du Nord, S-E Australie etc...) n'a été reconnue que récemment dans les études d'isotopes stables (voir revue dans Taylor et Sheppard, 1986 et Sheppard 1986b) et d'isotopes radiogéniques (e.g. Allègre et Ben Othman, 1980 ; Vidal et al., 1982, 1984). Les études expérimentales et les autres recherches géochimiques qui ont approché les conditions physico-chimiques de genèse des magmas granitiques par anatexie de roches crustales sédimentaires (e.g. Wyllie and Tuttle, 1961 ; Wyllie, 1977 ; Clemens, 1984 ; Miller, 1985 ; Pichavant et Manning, 1983 ; Pichavant et al., 1987) permettent d'exprimer les modalités de formation de ces magmas. Elles sont toutefois encore insuffisantes pour suivre de part en part et dans le détail l'évolution magmatique.

2 - Les processus combinés d'assimilation et de cristallisation fractionnée (AFC ; Bowen, 1928) sont peu importants dans l'évolution des magmas peralumineux du Haut Himalaya. La corrélation positive des données isotopiques de l'oxygène et du strontium (Fig. 49) pour le granite du Manaslu est un héritage de la région source. Ceci contraste avec de nombreux granitoïdes calco-alcalins (Taylor, 1980 et 1986) et pourrait être une caractéristique du magmatisme peralumineux (e.g. granite Hercynien de Saint Sylvestre, Cuney et al. 1984). La basse température et sa faible gamme de variation pendant l'évolution

magmatique sont peut-être des éléments d'explication de ce caractère.

3 - Le dégazage magmatique lié à la cristallisation peut être responsable de la perte de $\approx 80\%$ de l'eau contenue dans le magma initial du granite du Manaslu (en supposant une teneur initiale de 5%). Ce processus a probablement contribué à la signature pauvre en deutérium des compositions isotopiques d'hydrogène par rapport au champ classique des roches granitiques (e.g. Taylor, 1974, Fig. 10). Il y a maintenant un certain nombre d'exemples assez bien connus de roches magmatiques appauvries en deutérium par dégazage dans les systèmes volcaniques et sub-volcaniques (voir revue par B. Taylor, 1986). Cependant, les exemples de roches plutoniques pauvres en deutérium, pour lesquelles toute interaction post-magmatique avec des eaux météoriques (pauvres en D) peut être exclue, sont rares (Taylor, 1974). Ceci implique, soit que les magmas qui cristallisent dans les environnements méso- et catazonaux conservent la majeure partie de l'eau qu'ils contiennent initialement et qui serait donc peu abondante, soit que le fractionnement isotopique de l'hydrogène entre magma et eau est proche de 0 dans ces conditions. Les données expérimentales préliminaires de Blamart et al. (1986) sur le système albite-eau indiquent un fractionnement proche de 0 à des pressions de 6 kb. Pour mieux apprécier ces processus, des données expérimentales supplémentaires sont vraiment nécessaires, d'une part sur les fractionnements magma-eau et d'autre part, sur la nature des volatils (e.g. $H_2O/H_2O + CO_2$) et leur teneur dans les magmas depuis la fusion jusqu'à la mise en place.

4 - La combinaison des données isotopiques Sr-Nd-O et des données chimiques sur le Manaslu et sa source probable montre que cette approche n'est pas seulement utile pour identifier la source des magmas mais peut également remonter à la constitution minéralogique de la source au stade sédimentaire (influence comparée des minéraux détritiques et authigènes).

5 - Le magmatisme en contexte de chevauchement intracontinental a de nombreux points communs avec le magmatisme lié à la subduction de croûte océanique. Dans les deux cas, un ensemble à haute température est superposé à des formations relativement froides et riches en eau. Le transfert de chaleur du haut vers le bas peut engendrer dans les deux cas d'importantes libérations de fluides. Ceux-ci interagissent avec les formations à haute température situées au-dessus et peuvent induire des fusions partielles.

6 - Les intrusions épizonales à mésozonales telles que les adamellites peralumineuses du Haut Himalaya n'ont généralement pas interagi avec des systèmes convectifs majeurs faisant circuler des eaux dans les niveaux encaissants (eaux de formations, météoriques ou océaniques). Il y a des indices pétrographiques et isotopiques de l'existence de tels fluides (eau météorique, en particulier) mais les interactions post-magmatiques sont très rares et localisées. Ce caractère des granites du Haut Himalaya s'oppose à de nombreuses études sur des intrusions magmatiques de même niveau mais dans des environnements de rifting ou de caldeira (voir revue dans Criss et Taylor, 1986). Le caractère limité des interactions post-magmatiques avec des fluides externes peut être lié à l'environnement global en compression. Cet environnement ne favorise pas le développement d'une perméabilité de fracture. Le dégazage relativement progressif mais important en volume s'oppose à l'introduction d'eaux externes. Mise à part une activité pegmatitique et aplitique tardi-magmatique, les témoins de processus hydrothermaux sont rares autour des leucogranites himalayens.

7 - Les Formations du Moyen Pays Népalais n'ont été que partiellement modifiées et homogénéisées par les processus d'échanges et d'infiltration de fluides lors du métamorphisme. En effet, les importantes variations isotopiques qui existent même à l'échelle métrique dans les niveaux qui ont été infiltrés par des fluides H_2O-CO_2 , impliquent que les échanges et les circulations de fluides ont été insuffisantes pour réduire fortement les variations isotopiques pré-métamorphiques. Ce type d'interaction fluide-

roche au cours du métamorphisme lié au chevauchement n'est pas du tout similaire au système d'infiltration en régime de distension qui peut également s'accompagner de fusion crustale. Pour les sections métamorphiques paléozoïques du Massif des Trois Seigneurs et d'autres régions des Pyrénées, Wickham et Taylor (1985, 1987) ont proposé l'infiltration massive d'eau de mer sur une épaisseur de 12 km dans des sédiments supracrustaux lors d'un épisode de rifting. Cette différence de rôle, d'origine et de circulation des fluides est probablement liée à un environnement tectonique radicalement différent. En régime de distension, l'assimilation de fluides provenant de la surface est facilitée par la fracturation. Le fort gradient de chaleur peut permettre d'induire un régime convectif des fluides. Au contraire, en Himalaya la tectonique en compression et le chevauchement induisent la déshydratation des niveaux profonds de la structure et des circulations de fluides ascensionnelles ; ils s'opposent à l'introduction d'eau dans les niveaux profonds depuis la surface.

8 - Bien que les études isotopiques aient contribué de façon majeure à la caractérisation du rôle des fluides et des échelles d'échanges ou d'homogénéisation durant le métamorphisme (Valley, 1986), il reste encore trop peu d'exemples où la nature et le type d'écoulement des fluides au cours du métamorphisme est défini. Des arguments et des exemples ont été présentés en faveur et contre les circulations pénétrantes à l'échelle au moins kilométrique, de fluides d'origine externe ou interne (voir annexe I, Valley, 1986). A l'échelle crustale, Etheridge et al. (1983) ont proposé un modèle où, dans un contexte chevauchant comparable à celui de l'Himalaya, les fluides circuleraient de façon convective. Nous avons montré au cours de cette étude que les migrations de fluides s'effectuaient essentiellement de bas en haut et qu'un modèle convectif n'était pas applicable au métamorphisme himalayen qui affecte le Moyen Pays et la Dalle du Tibet. Mais de tels exemples régionaux sont encore trop rares. Des études pluridisciplinaires sur des exemples bien contraints et variés du point de vue tectono-métamorphique sont nécessaires pour éclaircir les relations entre l'origine des fluides, la circulation des fluides, le métamorphisme et le magmatisme.

Annexes

- 1 : Analyses chimiques des échantillons étudiés**
- 2 : Carte de localisation des échantillons étudiés**

Tableau 24- Analyses chimiques des éléments majeurs pour les échantillons géochimiques des Formations du Moyen Pays Népalais.

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P.F.	Total
Roches grès-péllitiques											
AL49	80.69	9.05	2.64	0.04	1.14	0.08	1.52	2.06	0.45	1.61	99.28
AL71	86.80	5.76	1.83	0.06	0.31	0.07	0.61	1.94	0.31	1.06	98.75
AL147	70.90	14.26	1.97	0.01	1.84	0.22	0.52	4.75	0.66	4.60	99.73
AL174	62.45	19.76	5.57	0.03	2.10		0.33	5.42	0.61	3.77	100.04
AL212	75.50	11.46	4.26	0.02	1.54		0.02	3.21	0.48	3.06	99.55
AP9	81.13	8.52	3.11	0.02	1.58		0.05	2.32	0.21	2.14	99.08
AP167	77.16	10.69	3.04	0.03	1.34	0.15	1.62	1.91	0.63	2.70	99.27
AP197	93.09	3.49	0.84	0.03	0.39		0.39	0.76	0.17	0.60	99.76
AP199	53.81	23.32	9.86	0.15	2.23	1.04	0.98	4.75	1.14	2.96	100.24
AP346	60.38	20.63	6.66	0.05	2.43	0.40	0.48	5.28	0.56	3.25	100.12
AP359	73.68	13.24	2.46	0.09	0.83	0.05	0.50	7.06	0.58	1.07	99.56
AP375	73.56	13.55	4.25	0.02	1.32	0.48	0.92	3.39	0.13	2.15	99.77
AP385	62.47	19.35	6.94	0.02	1.89		0.52	5.19	0.46	3.26	100.10
AP390	64.69	18.09	5.44	0.02	1.51		0.18	4.88	0.56	4.72	100.09
AP417	54.42	23.47	6.34	0.07	0.95		0.33	6.99	0.37	5.48	98.42
AP440	84.78	6.89	1.88	0.05	0.44	0.39	1.16	1.92	0.36	0.92	98.79
AP473	67.29	15.13	5.77	0.10	1.98	1.44	1.29	4.74	0.59	2.02	100.35
AP524	56.22	22.18	8.56	0.11	2.65		0.70	5.44	0.70	3.78	100.34
AP537	77.06	10.29	4.84	0.07	0.97		0.35	3.08	0.42	2.15	99.23
AP657	57.77	21.98	7.76	0.09	2.80	0.23	0.64	4.98	0.70	2.67	99.62
AP746	55.31	26.10	9.71	0.07	1.63		0.36	3.73	1.20	2.37	100.48
AP823	46.89	28.77	5.31	0.04	2.04	0.75	1.74	8.40	1.20	3.86	99.00
AP825	68.21	12.41	2.46	0.03	2.12	0.56	0.78	2.62	0.57	10.59	100.35
AP826	97.85	1.04	0.49		0.11			0.30	0.16	0.28	100.23
AP830	64.69	17.09	6.34	0.04	1.93	0.55	0.66	4.76	0.76	3.52	100.34
AP874	55.39	24.47	5.77	0.06	1.55		0.49	6.96	0.50	4.81	100.00
AP888	72.20	14.44	4.32	0.03	1.79	0.10	1.02	3.36	0.50	2.71	100.47
AP969	64.35	17.80	6.12	0.04	1.61		0.09	4.55	0.63	4.06	99.25
AP972	64.09	16.91	8.29	0.03	1.61		0.04	4.21	0.89	4.42	100.49
NL1	66.51	10.13	2.36	0.02	0.93		0.06	5.83	0.42	12.90	99.16
NL3	80.71	9.33	2.59	0.04	0.51	0.25	1.11	3.53	0.35	1.23	99.65
NL4	53.60	24.36	6.95	0.05	2.55		0.29	6.78	0.72	4.55	99.85
Calcaires dolomitiques impurs											
AP207	27.15	3.10	1.12	0.10	14.95	21.79	0.02	1.68	0.02	29.50	99.43
AP811	33.60	2.76	2.87	0.18	14.01	25.26	0.62	0.32	0.23	19.64	99.49
AP865	24.93	1.57	2.83	0.10	14.32	21.05		0.72	0.20	32.91	98.63
AP865	13.91	1.22	0.60	0.06	17.88	25.08	0.12	0.36	0.12	39.41	98.76

Analyses quantométriques (K. Govindaraju - C.R.P.G.). Les analyses des échantillons AP et AL sont tirées de Pêcher 1978.

Tableau 25- Analyses chimiques des éléments majeurs pour les échantillons géochimiques de leucogranite du Manaslu.

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total
D14	72.9	14.25	1.08	0.01	0.25	0.39	3.68	4.81	0.18		1.77	99.32
D22	73.05	14.59	1.19	0.03	0.11	0.59	3.63	4.92	0.15		0.66	98.92
D37	73.2	15.2	0.8	0.01	0.2	0.65	4.18	4.38	0.1		0.5	99.22
D45	74.2	15.1				0.5	4.37	4.42			0.57	99.16
DK46	74.74	14.74	0.76	0.03	0.03	0.22	4.65	3.6	0.06	0.14	1.07	100.04
DK59	74.86	14.76	0.65	0.02	0.11	0.2	3.81	4.82	0.01	0.12	0.75	100.11
DK157	73.24	15.2	1.06	0.03	0.03	0.7	3.83	5.09	0.12	0.13	0.59	100.02
DK168	72.81	15.29	0.74	0.03	0.03	0.5	3.93	4.76	0.03	0.29	0.86	99.27
DK195	73.49	14.68	1.15	0.02	0.1	0.66	3.66	4.91	0.19	0.1	1.29	100.25
NL210	73.21	15.12	1.1	0.04	0.27	0.32	4.06	5.05	0.21	0.31	0.79	100.48
NL224	73.26	15.02	0.89	0.03	0.21	0.51	4.08	4.98	0.03	0.17	0.55	99.73
NL234	75.23	14.44	1.19	0.03	0.22	0.46	3.97	4.15	0.06	0.09	0.65	100.49
NL267	74.6	14.48	0.71	0.05	0.13	0.06	5.06	3.32	0.04		0.47	98.92
U277	74.37	14.29	0.88	0.03	0.37	0.67	3.86	4.33			0.75	99.55
U303	74.86	14.68	0.82	0.04	0.35	0.46	4.22	4.35			0.71	100.49
U315	74.72	14.54	0.93	0.03	0.14	0.51	4.05	4.59			0.7	100.21
U464	74.22	14.56	0.86	0.03	0.28	0.55	4.2	4.44			0.82	99.96
U476	74.4	15.05	0.73	0.01	0.22	0.46	4.18	4.46	0.03		0.73	100.27
U697	73.48	14.63	0.77	0.02	0.19	0.55	4	4.37	0.1		0.68	98.79
U743	73.04	14.96	0.71	0.01	0.16	0.56	3.72	4.76			0.84	98.76
U884	74.14	15.04	0.83		0.06	0.62	3.63	5.19	0.14		0.67	100.32
U888	74.23	14.82	0.78		0.01	0.52	3.96	4.75	0.12		0.73	99.92
U944	74.05	14.57	0.59		0.11	0.29	4.16	4.53			0.75	99.05
X10	75.04	14.44	0.75	0.02	0.05	0.43	3.91	4.57	0.1		0.95	100.26
X12	74.34	14.26	0.71	0.03		0.45	3.72	4.61	0.05	0.1	0.85	99.12
X51	73.77	14.37	0.73	0.02	0.05	0.39	4.03	4.4	0.08		0.86	98.7
X77	74.31	15.02	0.83	0.02	0.14	0.57	4.18	4.31	0.03		0.71	100.12

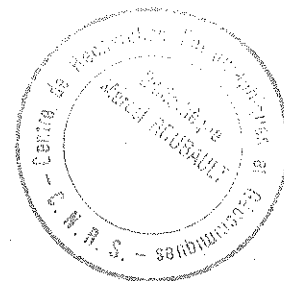
Analyses quantométriques (K. Govindaraju - C.R.P.G.).

Tableau 26- Analyses chimiques des éléments majeurs pour les échantillons géochimiques de la Formation I de la Dalle du Tibet.

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total
β106	68.49	12.95	6.32	0.07	3.72	1.51	2.4	3.13	0.9		0.96	100.45
β114	71.08	12	5.59	0.08	3.2	0.98	2.61	1.59	0.8		0.55	98.48
M114	63.3	16.55	6.9	0.12	3.85	0.74	1.64	3.3	0.79		1.39	98.58
M201	75	11.65	4.68	0.08	1	1.1	2.85	2.79	0.7		0.43	100.28
U48	63.89	15.17	6.36	0.09	3.19	3.04	2.74	3.07	0.66		1.11	99.32
NA28	65.42	18.58	5.96	0.06	1.41	0.5	2.01	3.65	0.65		2.05	100.29
NA410	82.35	7.8	2.93	0.04	1.19	0.68	2.25	1.22	0.49	0.01	0.38	99.34
NA411	63.75	15.34	7.64	0.1	3.87	0.5	1.76	4.05	0.87	0.12	1.33	99.33
NL58	61.43	14.11	6.17	0.11	5	5.82	1.02	3.25	0.9	0.36	1.13	99.3
NL59	73.94	10.53	5.43	0.08	2.59	0.48	1.66	2.82	0.97	0.18	0.94	99.62
NL74	72.4	12.73	3.89	0.06	1.17	0.92	1.97	4.1	0.73		0.96	98.93
NL75	79.74	9.65	2.69	0.05	0.65	1.16	2.37	1.62	0.44		0.69	99.06
NL81	65.06	17.6	6.21	0.1	1.67	1	2.66	3.88	1.16	0.23	0.9	100.47
NL93	82.6	8.19	1.85	0.07	0.58	1.76	2.01	0.66	0.33		0.52	98.57
NL136	69.44	14.07	6.07	0.1	1.78	1.16	2.25	2.92	0.98	0.23	0.92	99.92
NL172	78.65	10.14	3.07	0.07	0.65	0.94	2.46	2.16	0.34	0.1	0.62	99.2
NL413	75.27	11.59	4.52	0.07	1.94	0.96	2.25	2.09	0.84		0.9	100.43
NL506	70.47	12.62	6.81	0.02	1.49	0.11	2.07	2.39	0.77	0.14	1.69	98.58
NL512	71.34	11.34	6.23	0.1	2.15	1.07	2.18	2.68	1.25	0.28	0.83	99.45

Analyses quantométriques (K. Govindaraju - C.R.P.G.).

BIBLIOGRAPHIE



- Albarède F. et Provost A. (1977) Petrological and geochemical mass-balance equations: an algorithm for least-square fitting and general error analysis. *Computers and Geosciences* 3, 309-326.
- Allègre C.J. and Ben Othman D. (1980) Sd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis, *Nature*, 286, 335-342.
- Benard F., Moutou P. et Pichavant M. (1985) Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *J. Geol.* 93, 271-291.
- Bertenrath R., et Friedrichsen H. (1975) Die Sauerstoffisotopen- fraktionierung zurschen Biotit und Wasser (abstr.). *Fortschr. Mineral.* 53, 6.
- Bigeleisen J., Perlman M.L. et Prosser H.C. (1952) Conversion of hydrogenic materials to hydrogen for isotopic analysis. *Anal. Chem.* 24, 1356.
- Blamart D., Graham C.M. et Sheppard S.M.F. (1986) The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (melt)- H_2O : solubility of water and hydrogen isotope fractionation factors at 3, 5, and 8 kb (abstr.). *Inter. Symp. Exp. Mineral. Geochem.*, Nancy, France, 23-24.
- Blattner P., Dietrich V. et Gansser, A. (1983) Contrasting 18-O enrichment and origins of High Himalayan and Transhimalayan intrusives. *Earth Planet. Sci. Lett.* 65, 276-286.
- Bordet P. (1961) Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Makalu. Ed. Cent. Natl. Rech. Sci., Paris, 275 p.
- Bordet P., Colchen M. et Le Fort P. (1971) Esquisse géologique du Nyi-Shang (Népal central). Ed. Cent. Natl. Rech. Sci., Paris, 1/75.000.
- Bordet P., Colchen M. et Le Fort P. (1975) Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Nyi-Shang. Ed. Cent. Natl. Rech. Sci., Paris, 138 p.
- Bordet P., Colchen M., Le Fort P. et Pécher A. (1981) The geodynamic evolution of the Himalaya. Ten years of research in central Nepal Himalaya and some other regions. In: "Zagros-Hindukush-Himalaya: geodynamic evolution, H.K. Gupta and F.M. Delany eds, Am. Geophys. Union, Geodyn. ser. 3, 149-168.
- Bottinga Y. (1968a) Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *J. Phys. Chem.* 72, 800-808.
- Bottinga Y. (1969b) Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite- CO_2 -graphite-methane-hydrogen and water vapor. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 49-64.

- Bottinga Y. (1969) Carbon isotope fractionation between graphite, diamond and carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5, 301-307.
- Bottinga Y. et Javoy M. (1973) Comments on oxygen isotope geothermometry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 20, 250-265.
- Bottinga Y. et Javoy M. (1975) Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Geophys. Space Phys.* 13, 401-418.
- Bouchez J.L. et Pêcher A. (1976) Microstructures and quartz preferred orientations in quartzites of the Annapurna area (central Nepal), in the proximity of the Main Central Thrust. *Himalayan Geol.* 6, 118-132.
- Boucher J.L. et Pêcher A. (1981) Himalaya Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophys.* 78, 23-50.
- Boullier A.M., Michot G. et Pêcher A. (1987) Diffusion and/or plastic deformation around fluid inclusions in synthetic quartz: X-ray topography and T.E.M. investigations. *Terra Cognita* 7, n° 2-3, p. 131.
- Bowen N.L. (1928) The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 332 p.
- Brotzu P., Ferrini, V. et Masi U. (1983) Stable-isotope geochemistry of Hercynian granitoid rocks from the Sarrabus massif (southeastern Sardinia, Italy). *Isotope Geoscience* 1, 77-90.
- Brunel M. et Kienast J-R. (1986) Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles himalayens sur la transversale de l'Everest-Makalu (Nepal oriental). *Can. J. Earth Sci.* 23, 1117-1137
- Caby R., Pêcher A. et Le Fort P. (1983) Le grand chevauchement central himalayen : nouvelles données sur le métamorphisme inverse à la base de la Dalle du Tibet. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 24, fasc. 2, 89-100.
- Clarke F.W. (1924) Data of geochemistry. *Bull. US Geol Surv* 770.
- Clauer N., O'Neil J.R. et Bonnot-Courtois C. (1982) The effect of natural weathering on the chemical and isotopic compositions of biotites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 1755-1762.
- Clayton R.N., Friedman I., Graf D.L., Mayeda T.K., Meents W.F. et Shimp N.F. (1966) The origin of saline formation waters, 1, Isotopic composition. *J. Geophys. Res.* 71, 3869-3882.
- Clayton R.N. et Mayeda T.K. (1963) The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 43-52.
- Clayton R.N., O'Neil J.R. et Mayeda T.K. (1972) Oxygen isotope fractionation between quartz and water. *J. Geophys. Res.* 77, 3057-3067.
- Clemens J.D. (1984) Water contents of silicic to intermediate magmas. *Lithos* 17, 273-287.

- Cocherie A. (1977) Données préliminaires sur la géochimie des Terres Rares dans le massif de leucogranite du Manaslu (Népal Central). Coll. intern. C.N.R.S., n° 268, Ecologie et géologie de l'Himalaya, Vol. Sci. de la Terre Paris, 1976, 93-110.
- Colchen M., Le Fort P. et Pêcher A. (1980) Carte géologique Annapurnas-Manaslu-Ganesh, Himalaya du Népal. Echelle 1:200.000 Cent. Natl. Rech. Sci., Paris.
- Colchen M., Le Fort P. et Pêcher A. (1986) Notice explicative de la carte géologique Annapurna-Manaslu-Ganesh (Himalaya du Népal) au 1:200.000e (bilingue: français-english). Ed. Cent. Natl. Rech. Sci., Paris.
- Craig H. (1953) The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 3, 53-92.
- Craig H. (1957) Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analyses of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta* 12, 133-149.
- Criss R.E. et Taylor H.P. Jr. (1983) An $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho batholith. *Geological Soc. Amer. Bull.* 94, 640-663.
- Criss R.E. et Taylor H.P. Jr. (1986) Meteoric-hydrothermal systems. In *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes* (eds. J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. and J.R. O'Neil). *Mineralogical Society of America* 16, 373-424.
- Cuney M., Friedrich M., Poty B., Drin N., Leroy J., Peyret J.Y. and Sheppard S.M.F. (1984) Pétrologie et géochimie des radioéléments dans les granites et dans les leucogranites en particulier. Conséquences génétiques et applications à la prospection. *Documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 9, 93-125.
- Cuney M., Le Fort P. et Wang Z.X. (1984) Uranium and thorium geochemistry and mineralogy in the Manaslu leucogranite (Nepal, Himalaya). In *Proc. Symp. Geology of granites and Their Metallogenic Relations*, (eds. K. Xu and G. Tu), Nanjing Univ. 1982, Science Press. Beijing, 853-873.
- Debon F. et le Fort P. (1982) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 73, 135-149.
- Debon F. et Le Fort P. (1984) Chemical-mineralogical classification of plutonic rocks and associations - examples from southern Asia belts. In *Proc. Int. Symp. on geology of granites and their metallogenic relations*, Nanjing Univ. 1982, (eds. K.Q. Xu and G.C. Tu), Beijing: Sci. Press, 293-311.
- Debon, F. Le Fort P., Sheppard S.M.F., et Sonet, J. (1986) The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya : a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *J. Petrol.* 27, 219-250.
- Degens E.T. (1969) Biochemistry of stable carbon isotopes. In *Organic Geochemistry* (eds. G. Eglinton, M.T.J. Murphy), Berlin-Heidelberg-New York: Springer.

- Deniel C. (1985) Apport des isotopes du Sr, du Nd et du Pb à la connaissance de l'âge et de l'origine des leucogranites himalayens. Exemple du manaslu (Himalaya, Népal). Unpublish. Thèse doct. Univ. Clermont-Ferrand.
- Deniel C., Vidal, P. et Le Fort, P. (1986) Les leucogranites himalayens et leur région source probable : les gneiss de la "Dalle du Tibet". C.R. Acad. Sc. Paris, t. 303, série II, n° 1, 57-60.
- Deniel C., Vidal P., Fernandez A. et Le Fort P. (1987) Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal) : Inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**, 78-92..
- Dietrich V., et Gansser A. (1981) The leucogranites of the Bhutan Himalaya (crustal anatexis versus mantle melting). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt* **61**, 177-202.
- Etheridge M.A., Wall V.J. et Vernon R.H. (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. metamorphic Geol.* **1**, 205-226.
- Epstein S., Graf D.L. et Degens E.T. (1964) Oxygen isotope studies on the origin of dolomites. *Isotopic and cosmic chemistry, dedicated to H.C. Urey 70th Birthday* (eds. H. Craig, S.L. Miller and G.R. Wasserburg), 169-180.
- Ferrara G., Lombardo B. et Tonarini S. (1983) Rb/Sr Geochronology of Granites and Gneisses from the Mount Everest Region, Nepal Himalaya. *Geologische Rundschau* **72**, 1, 119-136.
- Ferrara G., Lombardo B., Tonarini S. et Turi B. (1985) Miocene anatexis in the Higher Himalaya basement nappes : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ evidence from the Gopu La leucogranite of Bhutan. (abstr.) *Terra Cognita* **5**, p. 228.
- France-Lanord C; (1983) Les fluides du grand chevauchement central himalayen. Etude microthermométrique et isotopique (C et O) de quelques échantillons du Népal central. *Mém. D.E.A. (Pétrologie et Minéralogie)*, Nancy, 39 p.
- France-Lanord C., Le Fort P., Pêcher A. et Sheppard S.M.F. (1986) Evidence for large scale migration of fluids during evolution of Himalaya reverse metamorphism (abstr.). *EOS* **67**, 399.
- France-lanord C., Le Fort P., Pêcher A. et Sheppard S.M.F. (in press) Fluids of the Himalayan M.C.T. from Central Nepal : carbon and oxygen isotope study of some quartz pods and siliceous marbles. *Himalayan Geol. semin.*, nov. 1984, Dehra Dun, Himalayan Geol. **14**..
- France-Lanord C., Sheppard S.M.F. et Le Fort P. (1987) C-O-H isotopic evidence for migration of fluids during the Himalayan reverse metamorphism (abstr.). *Terra Cognita* **7**, n° 2-3, p. 136.
- Frank S.G. et Forester R.W. (1984) Relationships among secondary porosity, pore-fluid chemistry and carbon dioxide, Texas Gulf coast. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Memoirs* **37**, 63-79.
- Frank W., Thöni M. et Purtscheller F. (1977) Geology and petrography of Kulu - south Lahul area. In: *Coll. Int. 268, Ecologie et géologie de l'Himalaya*, Paris, éd. Cent. Natl. Rech. Sci., vol. Sci. de la Terre, 147-172.

- Frey M., Hunziker J.C., O'Neil J.R. et Schwander H.W. (1976) Equilibrium-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps : petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 55, 147-179.
- Friedman I. (1953) Deuterium content of natural water and other substances. *Geochim. Cosmochim. Acta* 4, 89-103.
- Fuchs G. et Frank W. (1970) The geology of west Nepal between the rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri. *Jb. Geol. B-A, Wien*, 18, 103 p.
- Gansser A. (1964) *Geology of the Himalayas*. Intersci. publ., John Wiley and sons, London, 289 p.
- Gansser A. (1966) The Indian Ocean and the Himalayas. A geological interpretation. *Eclogae Geol. Helv.* 59, 2, 831-848.
- Gansser A. (1983) *Geology of the Bhutan Himalaya*. *Mém. Sco. Helv. Sci. Nat.*, Birkhäuser Verlag, Bâle, 181 p.
- Gariépy C., Allègre C.J. and Hua Xu R. (1985) The Pb-isotope geochemistry from the Himalaya-Tibet collision zone : implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 220-234.
- Gat J.R. (1980) The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. In : *Handbook of environmental Isotope Geochemistry* (eds. P. Fritz and J.Ch. Fontes) 1, 21-48.
- Graham C.M., Viglino J.A. et Harmon R.S. (1987) An experimental study of hydrogen isotope exchange between aluminous chlorite and water. *Am. Mineral.*, 72, 566-579.
- Gregory R.T. et Criss R.E. (1986) Isotopic exchange in open and closed systems. In : *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes* (eds. J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. and J.R. O'Neil). *Mineralogical Society of America* 16, 91-128.
- Grimaud D., Huang S., Michard G. et Zheng K. (1985) Chemical study of geothermal waters of Central Tibet (China). *Geothermics*, 14, n°1, 35-48.
- Hagen T. (1969) Report on the geological survey of Nepal : preliminary reconnaissance. *Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.* 86, 185 p.
- Hahn-Weinheimer P. et Hirner A. (1981) Isotopic evidence for the origin of graphite. *Geochem. J.* 15, 9-15.
- Hashimoto S. (1959) Some notes on the geology and rocks of the Mount Manaslu in the Nepal Himalaya. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. 10, 95-110.
- Hashimoto S., Ohta Y. et Akiba C. eds (1973) *Geology of the Nepal Himalayas*. Sapporo (Japan), Saikon Publ. Co., 286 p.
- Heaton T.H.E. et Sheppard S.M.F. (1977) Hydrogen and oxygen isotope evidence for seawater hydrothermal alteration and ore deposition, Troodos complex, Cyprus. In *Volcanic Processes in Ore Genesis*. *Geol. Soc. London, Spec. Paper* 7, 42-57.

- Heyen G., Dubessy J. et Ramboz C. (1982) Modelling of phase equilibria in the system CO₂-CH₄-C₂H₆ below 50°C and 100 bar. Application to inclusion fluids. C.R. Acad. Sci. Paris 294, série II, 261-264.
- Hoefs J. et Frey M. (1976) The isotopic composition of carbonaceous matter in a metamorphic profile from the Swiss Alps. Geochim. Cosmochim. Acta 40, 945-951.
- Hoernes S. et Hoffer E. (1979) Equilibrium relations of prograde metamorphic mineral assemblages. Contrib. Mineral. Petrol. 68, 377-389.
- Holtz F. (1987) Etude structurale, métamorphique et géochimique des granitoides hercyniens et de leur encaissant dans la région de Montalègre. Unpublish. Thèse Doctorat Univ. Nancy I, 223p.
- Javoy M., Pineau F. et Allègre C.J. (1982) Carbon geodynamic cycle. Nature 300, 171-173.
- Javoy M., Pineau F. et Delorme H. (1986) Carbon and Nitrogen isotopes in the mantle. Chem. Geology 57, 41-62
- Keith M.L. et Weber J.N. (1964) Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. Geochim. Cosmochim. Acta 28, 1787-1816.
- Kreulen R. (1977) CO₂-rich fluids during regional metamorphism on Naxos, a study on fluid inclusions and stable isotopes. Ph.D. Thesis, Univ. of Utrecht, 85 pp.
- Kreulen R. (1980) CO₂-rich fluids during regional metamorphism on Naxos (Greece): carbon isotopes and fluid inclusions. Amer. J. Sci. 280, 745-771.
- Kreulen R. et van Beek P.C.J.M. (1983) The calcite-graphite isotope thermometer; data on graphite bearing marbles from Naxos, Greece. Geochim. Cosmochim. Acta 47, 1527-1530.
- Lambert S.J. et Epstein S. (1980) Stable isotopic investigations of an active geothermal system in Valles Caldera, Jemcz Mountains, New Mexico, J. Volcan. Geothermal Res. 8, 111-129.
- La Roche H. (de) (1964) Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. Sci. de la Terre, Nancy 9, 293-337.
- Larson P.B. and Taylor H.P. Jr. (1986) ¹⁸O/¹⁶O ratios in ash-flow tuffs and lavas erupted from the central Nevada caldera complex and the central San Juan caldera complex, Colorado. Contrib. Mineral. Petrol. 92, 146-156.
- Lawrence J.R. and Taylor H.P. (1986) Deuterium and oxygen-18 correlation : clay minerals and hydroxides in quaternary soils compared to meteoric waters. Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 993-1003.
- Le Fort P. (1971) Les formations cristallophylliennes de la Thakkhola. In: "Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkhola", Ch. III, éd. Cent. Natl. Rech. Sci. Paris, 41-81.

- Le Fort P. (1973) Les leucogranites à tourmaline de l'Himalaya sur l'exemple du granite du Manaslu (Népal central). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 15, 555-561.
- Le Fort P. (1975a) Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Am. J. Sci.* 275A, 1-44.
- Le Fort P. (1975b) Les formations cristallophylliennes de la "Dalle du Tibet" en Marsyandi. In: "Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Nyi-Shang", Ch. II, éd. Cent. Natl. Rech. Sci., Paris, 21-47.
- Le Fort P. (1981) Manaslu leucogranite : a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *J. Geophys. Res.*, 86, 10545-10568.
- Le Fort P. (1985) Metamorphism and magmatisme during the Himalayan Collision. In *Collision Tectonics* (eds. M.P. Coward, A.C. Ries) Geological Society Spec. Publ. n° 19, 159-172.
- Le Fort P. (in press) The Himalayan orogenic segment. In: "Tectonic evolution of the Tethyan regions", AMC Sengör ed., Proceedings of the NATO ASI meeting, Istanbul, october 1985, Reidel Publ. Co., in press.
- Le Fort P. et Pêcher A. (1974) Les gneiss oillés du Moyen Pays Népalais: un ensemble volcano-sédimentaire acide d'âge paléozoïque ou plus ancien en Himalaya. *C. R. Acad. Sci., Paris, D*, 278, 3283-3286.
- Le Fort P., Pêcher A. et Vidal Ph. (1982) Les gneiss oillés de la Dalle du Tibet: un épisode magmatique au Paléozoïque inférieur en Himalaya du Népal. 9e Réunion. *Annu. Sci. de la Terre, Paris, Soc. géol. Fr.*, p. 369 (résumé).
- Le Fort P., Debon F., Pêcher A., Sonet J. et Vidal Ph. (1986b) The 500 Ma magmatic event in alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale. *Sci. de la Terre, Nancy, mém.* 47, 191-209.
- Le Fort P., Pêcher A. et Upreti B.N. (1986a) A section through the Tibetan Slab in central Nepal (Kali Gandaki valley): mineral chemistry and thermobarometry. In: *Evolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale (de la Turquie à l'Indonésie)*, (eds P. Le Fort, M. Colchen and C. Montenat), *Sci. de la Terre, Nancy, mém.* 47, 211-228.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanorc, C., Sheppard, S.M.F., Upreti, B.N., et Vidal, P. (1987) Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134, 39-57.
- Leroy J., Le Fort P. et Poty B. (1975) Some quartz crystals and their fluid inclusions from the Nepal Himalaya. *Himalayan Geology* 5, 139-152.
- Lombard A. (1958) Un itinéraire géologique dans l'Est du Népal (massif du Mont Everest). *Mém. Soc. Helv. Sci. Nat.* 82, 1-107.
- Lyon-Caen H. et Molnar P. (1983) Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 88, 8171-8191.
- Magaritz M., Whitford D.J. et James D.E. (1978) Oxygen isotopes and the origin of high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ andesites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 220-230.

- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R. et Clayton R.N. (1979) Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1131-1140.
- Mattauer M. (1975) Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 28, 144-154.
- McCrea J.M. (1950) On the isotopic chemistry of carbonates and a palaeotemperature scale. *J. Chem. Phys.* 18, 849-857.
- Medlicott H.B. (1864) On the geological structure and relationship of the southern portion of the Himalayan ranges between the rivers Gange and Ravee. *Mem. Geol. Surv. India*, 3(2), 1-212.
- Michard-Vitrac A., Albarede F., Dupuis C; et Taylor H.P. Jr. (1980) The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: Inference from Sr, Pb and O studies on the Maladeta Igneous Complex, Central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.* 72, 57-72.
- Miller C. (1985) Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary source? *J. Geol.* 93, 673-689.
- Moine M. (1969) Orthoamphibolites et formations métasédimentaires calcomagnésiennes de la région d'Ambatofinandrahana (Madagascar). Contribution au problème de l'origine des amphibolites. *Sci. de la Terre*, Nancy, t. XIV, n° 2, 107-138.
- Molnar P. (1984) Structure and tectonics of the Himalaya : constraints and implications of Geophysical Data. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 12, 489-518.
- Molnar P., Chen W.P. et Padovani E. (1983) Calculated temperatures in overthrust terrains and possible combinations of heat sources responsible for the Tertiary granites in the Greater Himalaya. *J. Geophys. Res.* 88, 6415-6429.
- Monier G. (1987) Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. *Mém. C.R.E.G.U.*, Nancy, 14, 347 pp.
- Monier G. et Robert J.L. (1986) Evolution of the miscibility gap between muscovite et biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system $K_2O-Li_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF$ at 600°C, 2 kbar P_{H_2O} : comparison with natural lithium micas. *Mineral. Mag* 50, 641-651.
- Montel J.M. (1986) Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-Na_2O$ melts at 800°C, 2 kbar, under- H_2O -saturated conditions. *Geology*, 14, 659-662.
- Morikiyo T. (1986) Hydrogen and carbon isotope studies on the graphite-bearing metapelites in the northern Kiso district of central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 165-177.
- Nabelek P.I., O'Neil J.R. et Papike J.J. (1983) Vapor phase exsolution as a controlling factor in hydrogen isotope variation in granitic rocks; the Notch Peak granitic Stock, Utah. *Earth Planet. Sci. Lett.* 66, 137-150.

- Northrop D.A. et Clayton R.N. (1966) Oxygen-isotope fractionations in systems containing dolomite. *J. Geol.* 74, 174-196.
- Ohmoto H. et Kerrick D. (1977) Devolatilization equilibria in graphitic systems. *Amer. J. Sci.* 277, 1013-1044.
- Ohta Y., Akiba C., Arita K. et Maruo Y. (1973) Pokhra-Gurka region. In *Geology of Nepal Himalayas*, (ed. Hashimoto S), Sapporo, Japan, Saikon publ. co., 159-188.
- O'Neil J.R., Clayton R.N. et Mayeda T.K. (1969) Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.* 51, 5547-5558.
- O'Neil J. et Hanks T. (1980) Geochemical evidence for water-rock interaction along the San Andrea and Garlock Faults of California. *J. Geophys. Res.* 85, n° B11, B286-B292.
- O'Neil J.R., Shaw S.E. et Flood R.H. (1977) Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicators of granite genesis in the New England batholith, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 313-328.
- O'Neil J.R. et Taylor H.P. Jr. (1967) The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *Am. Mineral.* 52, 1414-1437.
- O'Neil J.R. et Taylor H.P. Jr. (1969) Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. *J. Geophys. Res.* 74, 6012-6022.
- Pêcher A. (1978) Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversales des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Unpublish. Thèse Sci., Grenoble, 354 pp.
- Pêcher A. (1979) Les inclusions fluides des quartz d'exsudation de la zone du M.C.T. himalayen au Népal central : données sur la phase fluide dans une grande zone de cisaillement crustal. *Bull. Minéral.* 102, 537-554.
- Pêcher A. (1981) Experimental decrepitation and re-equilibration of fluid inclusions in synthetic quartz. *Tectonophysics* 78, 567-583.
- Pêcher A. (in press) Fluid inclusion barothermometry in the Higher Himalaya metamorphics : retromorphosis and density re-equilibration. *Himalayan Geology*, in press.
- Pêcher A. et Bouchez J.L. (1987) High temperature decoupling between the higher Himalaya crystalline and its sedimentary cover. *Terra Cognita* 7, n° 2-3, p. 110.
- Pêcher A., Bouchez J.L., Cuney M., Deniel C., France-Lanord C. et Le Fort P. (1984) Himalaya central: une zone de cisaillement "haute température" longitudinale au sommet de la Dalle du Tibet. 10e Réunion. *Ann. Sci. de la Terre, Bordeaux, Soc. géol. Fr.*, p. 436 (résumé).
- Pêcher A. et Le Fort P. (1986) The metamorphism in Central Himalaya, its relations with the thrust tectonic. In *Evolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale (de la Turquie à l'Indonésie)*, (eds. P. Le Fort, M. Colchen and C. Montenat), *Sci. de la Terre, Nancy, mémoire* 47, 285-309.

- Pichavant M. et Manning D.A.C., The role of boron in the generation of granitic melts., In *Migmatites, melting and metamorphism*, (eds. M.P. Atherton et C.D. Gribble, Shiva Publishing Ltd., England, 1983, p. 94-109.
- Pichavant M., Valencia Herrera J., Boulmier S., Briquet L., Joron J.L., Juteau M., Marin L., Michard A., Sheppard S.M.F., Treuil M. et Vernet M. (1987) The Macusani glasses, SE Peru : evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. In B.O. Mysen, Ed., *Magmatic processes : physicochemical principles*. The Geochemical Society, special publication, n° 1. 359-373.
- Pineau F. (1977) La géochimie isotopique du carbone profond. Thèse Univ. Paris 7, 203 pp.
- Pineau F., Javoy M., Behar F. et Touret J. (1981) La géochimie isotopique du faciès granulite du Bamblé (Norvège) et l'origine des fluides carbonés dans la croûte profonde. *Bull. Minéral.* 104, 630-641.
- Pineau F., Javoy M. et Bottinga Y. (1976a) $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of rocks and inclusions in popping rocks of the mid-Atlantic ridge and their bearing on the problem of isotopic composition of deep-seated carbon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 29, 413-421.
- Pineau F., Latouche L. et Javoy M. (1976b) L'origine du graphite et les fractionnements isotopiques du carbone dans les marbres métamorphiques des Gour Oumelalen (Ahaggar, Algérie), des Adirondacks (New Jersey, U.S.A.), et du Damara (Namibie, Sud-Ouest africain). *Bull. Soc. géol. Fr.* 7, 1713-1723.
- Rayleigh J.W.S. (1896) Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philos. Mag.* 42, 493.
- Read H.H. (1948) *Granites and Granites*. The Geological Society of America, Inc. Memoir 28, 1-19.
- Richet P., Bottinga Y. et Javoy M. (1977) A review of hydrogen, carbon, nitrogen, oxygen, sulfur and chloride stable isotope fractionation among gaseous molecules. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 5, 65-110.
- Richet P., Roux J. et Pineau F. (1986) Hydrogen isotope fractionation in the system H_2O -liquid $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$: new data and comments on D/H fractionation in hydrothermal experiments. *Earth Planet. Sc. Lett.* 78, 115-120.
- Rye R.O. et O'Neil J.R. (1968) The O^{18} content of water in primary fluid inclusions from Providencia, North-Central Mexico. *Econ. Geol.* 63, 232-238.
- Sakai H. (1983) Geology of the Tansen group of the Lesser Himalaya in Nepal. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Fukuoka, ser.D, Geol.*, 25(1), 27-74.
- Sakai H. (1984) Stratigraphy of Tansen area in the Nepal lesser Himalaya. *J. Nepal Geol. Soc.*, 4, 41-52.
- Sauniac S. et Touret J. (1983) Petrology and fluid inclusions of a quartz-kyanite segregation in the main thrust zone of the Himalayas. *Lithos* 16, 35-45.

- Savin S.M. and Epstein S. (1970a) The oxygen isotopic compositions of coarse grained rocks and minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 323-329.
- Savin S.M. and Epstein S. (1970b) The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 25-42.
- Savin S.M. and Epstein S. (1970c) The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 43-63.
- Schärer U., Xu R. et Allègre C.J. (1986) U-(Th)-Pb systematics and age of Himalayan leucogranites, south Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 77, 35-48.
- Schoell M., Faber E. et Coleman M.L. (1983) Carbon and hydrogen isotopic compositions of the NBS 22 and NBS 21 stable isotope reference materials : an inter-laboratory comparison. *Org. Geochem.* 5, n° 1, 3-6.
- Schwarcz H.P., Clayton R.N. et Mayeda T. (1970) Oxygen isotopic studies of calcareous and pelitic metamorphic rocks, New England. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, 2299-2316.
- Shand S.J. (1927) *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits.* London: Murby.
- Sharma T. et Clayton R.N. (1965) Measurement of O18/O16 ratios of total oxygen from carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 29, 1347-1354.
- Sharma T., Kansakar D.R. et Kizaki K. (1984) Geology and tectonics of the region between Kali Gandaki and Bheri rivers in central west Nepal. *Bull. College of Sci., Ryukyus Univ., Ryukyus, Japan*, 58-102.
- Shaw D.M. (1956) Geochemistry of pelite rocks. Part III: Major elements and general geochemistry. *Bull. Geol. Soc. Am.* 67, 919-934.
- Sheppard S.M.F. (1986a) Characterization and isotopic variations in natural waters. In : *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes* (eds J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. and J.R. O'Neil). *Mineralogical Society of America* 16, 165-184.
- Sheppard S.M.F. (1986b) Igneous rocks: III. isotopic case studies of magmatism in Africa, Eurasia, and Oceanic Islands. *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes* (eds J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. and J.R. O'Neil). *Mineralogical Society of America* 16 319-372.
- Sheppard S.M.F. et Charef A. (1986) Eau organique : caractérisation isotopique et évidence de son rôle dans le gisement Pb-Zr de Fedj-el-Adoum, Tunisie. *C. R. Acad. Sci. Paris* 302, série II, n° 19, 1189-1192.
- Sheppard S.M.F. et Harris C. (1985) Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of Ascension Island lavas and granites : variation with crystal fractionation and interaction with sea-water. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 74-81.
- Sheppard S.M.F. et Schwarcz H.P. (1970) Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 26, 161-168.

- Sheppard S.M.F. et Taylor H.P. Jr. (1974) Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder Batholith and the Butte ore deposits, Montana. *Econ. Geol.* **69**, 926-946.
- Sheppard S.M.F., Brown P.E., et Chambers A.D. (1977) The Lilloise intrusion, east Greenland : hydrogen isotope evidence for the efflux of magmatic water into the contact metamorphic aureole. *Contrib. Mineral. Petrol.* **63**, 129-147.
- Skippen G. (1974) An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. *Amer. J. Sci.* **274**, 487-509.
- Suzuoki T. et Epstein, S. (1976) Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 1229-1240.
- Tapponnier P. et Molnar P. (1976) Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature* **264**, 319-324.
- Taylor B.E. (1986) Magmatic volatiles: Isotopic variations of C, H, and S in High Temperature Geological Processes (eds. J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. and J.R. O'Neil). *Mineralogical Society of America* **16**, 185-226.
- Taylor B.E. et Slack J.F. (1984) Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits : textural, chemical, and isotopic relationships. *Economic Geology* **79** 1703-1726.
- Taylor B.E., Eichelberger J.C. et Westrich H.R. (1983) Hydrogen isotopic evidence of rhyolitic magma degassing during shallow intrusion and eruption. *Nature* **306**, 541-545.
- Taylor H.P. Jr. (1968) The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **19**, 1-71.
- Taylor H.P. Jr. (1974) The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.* **69**, 843-883.
- Taylor H.P. Jr. (1977) Water/rock interaction and the origin of H₂O in granitic batholiths. *J. Geol. Soc. Lond.* **133**, 509-558.
- Taylor H.P. Jr. (1980) The effect of assimilation of country rocks by magmas on ¹⁸O/¹⁶O and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr systematics in igneous rocks. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **47**, 243-254.
- Taylor H.P. Jr. (1986) Igneous rocks II. Isotopic case studies of circum Pacific magmatism. (eds. J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. and J.R. O'Neil). *Mineralogical Society of America* **16**, 273-317.
- Taylor H.P. et Epstein S. (1962) Relationship between ¹⁸O/¹⁶O ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. Part 2. Applications to Petrologic Problems. *Geological Society of America Bull.* **73**, 675-694.
- Taylor H.P. Jr. et Magaritz M. (1976) An oxygen and hydrogen isotope study of the Idaho batholith (abs.). *EOS (American Geophysical Union Transaction)*, **57**, p. 350.

- Taylor H.P. Jr. et Magaritz M. (1978) Oxygen and hydrogen isotope studies of the Cordilleran batholiths of western North America. In *Stable isotopes in Earth Sciences* (eds. B.W. Robinson) New Zealand Department of Scientific and Industrial Research Bulletin 220, 151-173.
- Taylor H.P. Jr. et Sheppard S.M.F. (1986) Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. In : *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes* (eds. J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. and J.R. O'Neil). Mineralogical Society of America 16, 227-272.
- Thompson A.B. (1982) Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Amer. J. Sc.* 282, 1567-1595.
- Turi B. et Taylor H.P. Jr. (1971) An oxygen and hydrogen isotope study of a granodiorite pluton from the Southern California batholith. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 383-406.
- Turi B. et Taylor H.P. Jr. (1976) Oxygen isotope studies of potassic volcanic rocks of the Roman Province, Central Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 55, 1-31.
- Turpin L. (1984) Altérations hydrothermales et caractéristiques isotopiques (O-H-C) des minéraux et des fluides dans le massif uranifère de St Sylvestre - Extension à d'autres gisements intragranitiques d'uranium français. *Géol. Géochim. Uranium, Mém., Nancy*, 6, 190 p.
- Valley J.W. (1986) Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks in High Temperature Geological Processes (eds. J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. and J.R. O'Neil). Mineralogical Society of America 16, 445-490.
- Valley J.W. et O'Neil J.R. (1981) ¹³C/¹²C exchange between calcite and graphite: a possible thermometer in Greenville marbles. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 411-419.
- Veizer J. et Hoefs J. (1976) The nature of ¹⁸O/¹⁶O and ¹³C/¹²C secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1387-1395.
- Vidal Ph., Bernard-Griffiths J., Cocherie A., Le Fort P., Peucat J.J., et Sheppard S.M.F. (1984) Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Phys. Earth Planet. Inter.* 35, 179-190.
- Vidal Ph., Cocherie A. et Le Fort P. (1982) Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2279-2292.
- Vidal Ph., Le Fort P. et Pêcher A. (1987) Les gneiss ocellés d'Ulleri : un épisode magmatique précambrien dans le Moyen Pays du Népal Central. Unpublish. (abstr.) Séminaire Himalaya-Karakorum, Nancy-CRPG, 13-15 février 1987.
- Walther J.V. et Orville P.M. (1982) Volatile production and transport in regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 252-257.
- Weber C. et Barbey P. (1986) The role of water, mixing processes and metamorphic fabric in the genesis of the Baume migmatites (Ardèche, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 481-491.

- Wickham S.M. et Taylor H.P. Jr. (1985) Stable isotopic evidence for large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terrane ; the Trois Seigneurs massif, Pyrenees, France. *Contrib. Mineral. Petrol.* **91**, 122-137.
- Wickham S.M. et Taylor H.P. Jr. (1987) Stable isotope constraints on the origin and depth of penetration of hydrothermal fluids associated with Hercynian regional metamorphism and crustal anatexis in the Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.* **95**, 255-268.
- Wones D.R. et Eugster H.P. (1965) Stability of biotite : experiment, theory and applications. *Am. Miner.* **50**, 1228-1272.
- Wyllie P.J. and Tuttle O.F. (1961) Hydrothermal melting of shales. *Geol. Mag.*, **98**: 56-66.
- Wyllie P.J. (1977) Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics*, **43**, 41-71.
- Yu J., Zhang H., Yu F et Liu D . (1984) Oxygen and hydrogen isotopic compositions of meteoric waters in the Eastern part of Xizang. *Geochemistry* **3**, n° 2, 93-101.
- Zheng S.-H., Zhang Z.-F., Hou F.-G., Shen M.-Z. and Ni B.-L. (1981) Hydrogen and oxygen isotope studies on geothermal waters in Xizang. in *Proceeding of Symposium on Qinghai-Xizang Plateau (Beijing, China)*(ed. Liu D.-S.) *Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau*, Vol. 1, 917-923.

